中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 1 期: 194 ~ 226
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com





评 述 中国综合地层和时间框架专辑

中国三叠纪综合地层和时间框架

童金南*, 楚道亮, 梁蕾, 舒文超, 宋海军, 宋婷, 宋虎跃, 吴玉祥

中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074
* E-mail: jntong@cug.edu.cn

收稿日期: 2018-01-15; 收修改稿日期: 2018-07-27; 接受日期: 2018-08-13; 网络版发表日期: 2018-11-22
国家自然科学基金项目(批准号: 41530104和41661134047)资助

摘要 中国三叠系分布广泛, 海、陆相地层同时发育, 既有典型的南海北陆空间分异, 也有下海上陆的时间转变, 地层结构十分复杂. 中国南方拥有三叠系底界的全球年代地层界线层型(GSSP), 而中国大部分地区的三叠系(尤其中三叠统之上及陆相地层)具有显著的地方性, 难以进行全球对比. 因此, 中国的三叠系既有国际研究的热点, 也有地层学研究的科学难题. 文章通过系统总结和分析中国三叠纪地层学相关资料, 从年代地层、生物地层、磁性地层和化学地层等方面, 初步建立中国的三叠纪综合地层框架, 并以此为基础, 对中国三大构造古地理区的岩石地层序列提出一个框架性的地层对比关系. 综合分析表明, 虽然经典的三叠纪生物和年代地层学研究是以菊石作为基础的, 但牙形石在年代地层界线研究中更具有优势. 中国仍具有竞争奥伦尼克阶底界和安尼阶底界GSSP的潜力. 借助于二叠纪-三叠纪"过渡层"及相关生物-环境事件标志, 结合叶肢介、脊椎动物、古植物等生物地层学研究, 能够建立海、陆相二叠系-三叠系界线地层对比关系. 碳同位素已成为三叠纪海相地层的有效对比手段, 而氧同位素(其所反映的温度变化)和锶同位素则可能是建立海、陆相地层联系的重要桥梁, 但目前尚无陆相地层对照研究. 鉴于中国三叠系大部分层段以及陆相地层尚难进行国际对比, 当前提出的中国三叠纪海、陆相地层建阶方案, 对中国三叠纪地层学及相关研究工作还是必要的, 但需要在概念上尽量与国际接轨, 并尽快加强研究, 完善其定义.

关键词 三叠系, 年代地层, 生物地层, 磁性地层, 化学地层, 岩石地层, 对比框架, 中国

1 概述

中国的三叠系分布广泛, 沉积类型多样. 但各区域地层分布不均, 且相分异显著. 其沉积相和地层结构格局分异, 明显受控于板块构造和沉积古地理. 在秦岭-昆仑一线以北的中国北方地区各构造板块, 已于晚古生代与西伯利亚板块聚合到统一的北方大陆(劳亚大陆)上, 在三叠纪时期普遍接受陆相沉积. 而在雅鲁藏布江以南的喜马拉雅地区, 三叠纪时期还与印度块板一同位于冈瓦纳大陆北缘, 接受海相沉积. 两者之间的中国南方及青藏高原的主体部分各构造板块, 在三叠纪时期不断向北运移, 并依次与北方大陆拼合, 因而沉积地层也逐步由海相转为陆相.

因此, 中国的三叠纪地层主体可分为3大区域: 一

中文引用格式: 童金南, 楚道亮, 梁蕾, 舒文超, 宋海军, 宋婷, 宋虎跃, 吴玉祥. 2019. 中国三叠纪综合地层和时间框架. 中国科学: 地球科学, 49: 194–226, doi: 10.1360/N072018-00012
英文引用格式: Tong J N, Chu D L, Liang L, Shu W C, Song H J, Song T, Song H Y, Wu Y Y. 2019. Triassic integrative stratigraphy and timescale of China. Science China Earth Sciences, 62: 189–222, https://doi.org/10.1007/s11430-018-9278-0

是以华北-塔里木地块为主体的中国北方地区. 三叠系主要沉积于一些大小不等的内陆和山间河湖盆地中, 其中比较大型的沉积盆地位于准噶尔、塔里木和华北地区, 其地层序列体现为统一古气候条件控制下的沉积特征, 即下-中三叠统为干旱-半干旱气候条件下的红色碎屑沉积, 中三叠统上部和上三叠统为温湿气候下的深色含煤、含油页岩沉积. 而东北和内蒙地区的三叠系主要形成于一些零星分布的小型山间盆地中. 唯黑龙江省东部那丹哈达岭地区的中-上三叠统为海相地层, 但它并不属于当时的北方大陆, 而是中生代晚期拼合过去的一个外来地体. 第二个区域包括东部以扬子和华夏地块为主体的华南地区和西部由一系列小板块组成的青藏高原地区. 该区域三叠系分布广泛, 除少数古陆边缘(如康滇古陆)和海南地区发育少量早三叠世陆相沉积外, 大部分地区的三叠系为下海上陆的沉积序列, 但各地区海陆相地层的转变层位有所不同, 主要与各构造块体与北方大陆拼接的时间有关. 东部的华南地区, 扬子地块的海陆转换主要发生在中三叠世, 而西部的右江凹陷区和龙门山凹陷区海相沉积一直持续到晚三叠世早期. 与此同时, 晚三叠世开始, 陆相沉积开始在全区扩展, 甚至超覆到古老的康滇古陆和华夏古陆基底之上, 并在晚三叠世晚期形成大范围的含煤沉积盆地. 唯在东南部华夏古陆西侧的闽粤赣湘交境地区, 于晚三叠世形成一个裂陷海湾, 沉积海陆交互相含煤地层. 西部的青藏高原地区, 三叠系主体为海相地层. 北侧的昆仑-秦岭地区, 是扬子板块、北方古陆(劳亚古陆)和昌都-北羌塘地块之间的交接部, 具有典型造山带地层的特征, 生物群也具有北方型和特提斯型混合的特点. 南侧的西藏-滇西地区, 于三叠纪晚期逐步转变为海陆过渡相沉积. 第三个区域是南部的喜马拉雅地区, 是印度板块的北部边缘部分, 与北方其他地块之间以大洋分隔, 发育连续的海相三叠系序列.

总体来说, 中国三叠纪地层结构复杂, 沉积类型多样, 海相和陆相地层分布都非常广泛, 但各个地区发育差异很大, 研究程度也很不相同, 而且大部分地区研究程度还很低, 因此要建立统一完整的地层序列还很困难. 目前研究程度比较高的是华南的下三叠统, 尤其是二叠系-三叠系界线及相关科学研究工作可能是国际上最突出的. 其次是西南地区海相中三叠统也有一定的研究基础, 晚三叠世含煤地层曾有过一些重要工作. 但其他地区及其他层位的三叠系研究都还比较薄弱, 尤其陆相地层的研究还面临比较大的困难, 海、陆相地层对比工作有待寻求新的突破途径.

2　三叠纪年代地层研究历史和现状

三叠系(Triassic)名称源于德国盆地(von Alberti, 1834), 因为该地区这套地层呈现为明显的三分性. 但是在中国南方, 三叠系明显分为两部分, 即下部海相、上部陆相. 而中国北方的三叠系基本上为陆相地层, 与德国盆地也完全不同. 不仅在中国, 世界各地三叠纪地层结构差别都非常大, 因此国际地层委员会三叠系分会(STS)于1971年成立后, 其着手的第一项工作就是建立一套国际统一的三叠纪年代地层划分方案. 经过20余年全球三叠系研究专家的广泛研究、争议和讨论之后, 于1991年STS专家们通过投票表决的方式, 最后正式确定将三叠系划分为3统7阶(表1). 这也成为当今国际学者共同采用的三叠纪年代地层划分方案. 随后, 三叠纪年代地层研究工作主要集中于各阶年代地层界线层型(GSSP, 俗称“金钉子”)的选定上.

然而, 由于世界各地三叠系差异非常大, 三叠系各阶GSSP选定工作进展非常缓慢. 直到2000年, 三叠系的第一个GSSP才被确定下来, 即三叠系底界(印度阶)的GSSP. 但这个GSSP并未选在三叠系的经典研究地区, 而是在中国南方的浙江长兴煤山(Yin等, 2001). 而且作为该界线GSSP定义的标志化石也不是传统上所用的菊石(如*Otoceras*), 而是重新选用了另一类化石——牙形石*Hindeodus parvus*(表1). 随后分别在2005年和2008年, 拉丁阶和卡尼阶的GSSP也被正式确定下来, 它们均被确定在欧洲的阿尔卑斯地区, 并且均使用的是传统化石类别——菊石作为界线定义标志, 只是这两个菊石化石目前还未在中国找到. 其他4个GSSP尚未确定的阶中, 下部两个阶(即奥伦尼克阶和安尼阶)当前研究基础较好, 但存在以牙形石还是菊石作为界线定义标志的争议. 上部两个阶(即诺利阶和瑞替阶)的研究工作相对薄弱, 而且该时期海相地层发育区域也相对局限, 目前作为界线的首选标志也涉及菊石和牙形石的选择(表1).

长期以来, 中国三叠系划分一直使用国际方案, 但国际三叠系划分方案和标准的不确定性和缺陷也在一定程度上影响了中国的相关地层学和地质学研究工

表 1 三叠纪年代地层序列及界线划分标志[a)]

国际年代地层					中国年代地层	
系	统	阶	年代(Ma)	界线标志化石	海相阶	陆相阶
侏罗系		埃唐日阶 Hettangian	201.3±0.2	FO of *Psiloceras spelae tirolicum*		永丰阶 (“八道湾阶”)
三叠系	上统	瑞替阶 Rhaetian	~208.5	FAD of *Misikella posthernsteini* 或 FO of *Paracochloceras suessi*	佩枯错阶 (“土隆阶”)	子长阶 (“瓦窑堡阶”)
		诺利阶 Norian	~227	FAD of *Stikinoceras kerri* 或 FAD of *Metapolygnathus echinatus*		延川阶 (“永坪阶”)
		卡尼阶 Carnian	~237	首选: FAD of *Daxatina canadensis* 辅助: FO of *Quadr. polygnathiformis*	亚智梁阶	漆水河阶 (“胡家村阶”)
	中统	拉丁阶 Ladinian	241.464	首选: FAD of *Eoprotrachyceras curionii* 辅助: FO of *Budurov. praehungaricus*	新铺阶	金锁关阶 (“铜川阶”)
		安尼阶 Anisian	247.28±0.12	FAD of *Chiosella timorensis* 或 *Paracrochordiceras-Japonites*	关刀阶 (“青岩阶”)	吴堡阶 (“二马营阶”)
	下统	奥伦尼克阶 Olenekian	~251	FAD of *Novispathodus waageni s.l.* 或 *Flemingites-Euflemingites*	巢湖阶	府谷阶 (“和尚沟阶”)
		印度阶 Induan	251.902±0.024	FAD of *Hindeodus parvus*	印度阶 (“殷坑阶”)	吉木萨尔阶 (“大龙口阶”)
二叠系		长兴阶 Changhsingian			长兴阶	

a) * FAD, First Appearance Datum(全球最低出现层位); FO, First Occurrence(区域首现点). ** 中国海相阶和陆相阶名中, 括号内的阶名均为早期曾使用过的名称, 后因其与岩石地层单元同名而被废弃. *** 早-中三叠世各阶界线年龄值的选取见正文说明, 但晚三叠世年龄引用《国际地质年表》2017/02(见http://www.stratigraphy.org)

作. 因此, 在第二届全国地层大会上, 全国地层委员会提出了一套以中国地层记录为依托建立的中国年代地层划分和建阶方案(全国地层委员会, 2002), 不仅服务于中国地层和地质学研究, 而且也试图推动国际年代地层学工作. 在“中国区域年代地层系统”中, 中国的三叠系基本上采取了与国际标准对应的方式, 划分为3统6阶, 并且建议与国际上的各统和阶相对应. 唯国际上最上部两个阶在中国海相建阶系统中合并为一个阶(表1). 由于国际三叠系底界的GSSP(即印度阶的定义)就在中国, 因此中国三叠系的第一个阶就与国际标准是一致的, 但三叠系的其他5个阶目前都还无法与国际统一起来. 虽然另有2个阶(拉丁阶和卡尼阶)的GSSP已经确定, 但其标准在中国难以使用. 其余4个阶(中国3个海相阶)目前在国际上还没有最后确定.

三叠系是中国地层结构的重大转折点, 其下伏的古生代及更老的地层主体为海相, 其上覆侏罗系及以上地层主体为陆相, 唯三叠系为海、陆相地层平分秋色. 因此在《中国地层表》中, 三叠纪以前的地层采用的是海相阶, 侏罗纪以后的地层使用的是陆相阶, 而三叠系同时有海、陆相两套建阶方案(全国地层委员会, 2002). 同样地, 中国陆相三叠系也被划分为3统7阶, 并且建议与国际海相的统和阶对应一致(表1), 但目前这些地层单元与海相阶的确切对比关系还有待研究.

3 中国三叠纪综合地层框架

根据中国的海陆相地层分布和发育特点、其国际可对比性及已有的研究基础, 中国的海相三叠系建阶方案中各阶的层型剖面分别选择在华南和藏南喜马拉雅地区, 陆相三叠系各阶的层型剖面选择在北方几个大型的沉积盆地区. 其中, 海相下三叠统以下扬子地

区研究最为清晰，故作为下三叠统两个阶的层型首选地．中三叠统以黔南桂北地区研究基础较好，作为中三叠统两个阶的层型首选地．青藏高原南部喜马拉雅地区，当时位于冈瓦纳北缘，沉积序列比较完整且受后期构造改造也比较小．虽然当前对该区的研究程度也不算高，但其是中国海相上三叠统发育最好的地区，也具有国际可对比性，因此被作为上三叠统的建阶首选地．中国陆相三叠系各阶的层型分别选择在中国北方的一些大型的内陆沉积盆地区，且主体在包括鄂尔多斯在内的华北盆地，因为该区域不仅地层分布广和沉积序列发育完整，而且与全球陆相三叠系可对比性强，研究基础也相对较好．唯三叠系最下部一个阶选择在了新疆的准噶尔盆地，因为该地区陆相二叠系-三叠系界线是国际上研究比较深入的地区之一，也是全球陆相二叠系-三叠系界线辅助层型候选剖面所在地(童金南和殷鸿福, 2015).

3.1　中国三叠纪年代地层框架

中国的海、陆相三叠系建阶方案是以国际三叠系划分方案为基础建立的，其基本体系寻求与国际各阶相对应，因此本文将以国际三叠系各阶为线索来讨论中国三叠纪年代地层框架．不过，无论是国际上还是中国的三叠纪年代地层研究，当前的主要进展是来自于海相地层研究，其中重点在海相下、中三叠统．上三叠统除下部的卡尼阶外，上部两个阶的研究一直很滞后．而陆相三叠系除底界有一些研究外，其它各阶的研究基础非常薄弱，尤其在与海相阶的对比研究方面还需要从理论和方法上进行探索．

3.1.1　印度阶(Induan)

对应于中国年代地层系统中，海相印度阶(原称“殷坑阶”), 陆相吉木萨尔阶(原称“大龙口阶”).

印度阶的命名地是南亚印度河(Indus River)流域的克什米尔地区．早期提出的界线定义标志化石是菊石，但由于其地理分布的局限性，最后没有被专家所接受，从而被新的牙形石标准所取代，并且最后选定该阶的GSSP在中国南方煤山剖面(Yin等, 2001).

与印度阶对应的中国海相三叠系第一个阶原被命名为“殷坑阶”，其层型剖面也为浙江长兴煤山剖面(Tong等, 2001)．由于煤山剖面已被确定为印度阶的全球层型剖面，因而中国的“殷坑阶”与国际的印度阶完全重合，因此在全国地层委员会工作会议上，专家们建议在中国应直接采用印度阶，而废弃“殷坑阶”．同时，由于“殷坑阶”在名称上借用的是岩石地层单位“殷坑组”，但两者之间的时间含义有重要区别，因此为了避免引起误解，专家们建议废弃这类以先期岩石地层单位命名的中国年代地层单位名称．中国三叠系工作组同意这一建议，并对各与岩石地层单位重名的阶名进行了修改(童金南和殷鸿福, 2015)，为便于理解，本文在相应的名称后用括号列出, 并加引号表示.

作为印度阶(也是三叠系底界)国际年代地层界线层型的煤山剖面，与该界线相关的各项研究工作已经非常深入，已成为国际地层对比的最佳参照标准(图1). 牙形石*Hindeodus parvus*的首现点(FAD)是界线定义首选标志，同时煤山剖面上界线处的牙形石生物地层序列也是迄今为止认识最为完整的地层序列，已成为判别区域上界线地层序列完整性的重要标志(如Sun D Y等, 2012; Yin等, 2014; Jiang等, 2014). 除了作为界线定义的标志化石外, 本界线的辅助判别标志也非常多, 而且研究得也比较清晰．特别是因为本界线与显生宙最大的生物灭绝事件相伴随，因而为界线判别和对比提供了大量生物的和非生物的事件标志(图1)(童金南等, 2014).

三叠系底界的数值测年研究非常深入，其同位素测年工作大多直接在该界线层型煤山剖面上进行或在该剖面上进行检验, 测年数值精度也不断提高. 唯有一点遗憾的是, 所有直接测年数据都来自于GSSP之上、下地层中，因此实际界线年龄值是通过插值法推算出来的．但随着同位素测年技术的改进，即使推算获得的年龄值精度也非常高(如图1).

由于印度阶的底界在其层型剖面上研究非常清晰, 其辅助地层划分和对比标志也十分丰富, 因此在中国南方大部分海相地层对比中基本都能够比较精确地实现, 或者直接通过第一标志牙形石, 或者通过其他辅助标志. 在缺少牙形石的陆缘碎屑岩相区, 也可以通过“过渡层”化石群以及相关的环境事件标志进行追索对比，甚至可以一直对比延伸到康滇古陆边缘的陆相地层中．只是借助于不同的辅助对比标志，不同学者精确划定的三叠系底界位置存在一定的差别(如Yin等, 2007; Shen等, 2011; Yu等, 2015; Chu等, 2016; Zhang H等, 2016; Song T等, 2018).

长期以来，三叠纪陆相地层的研究并没有使用海

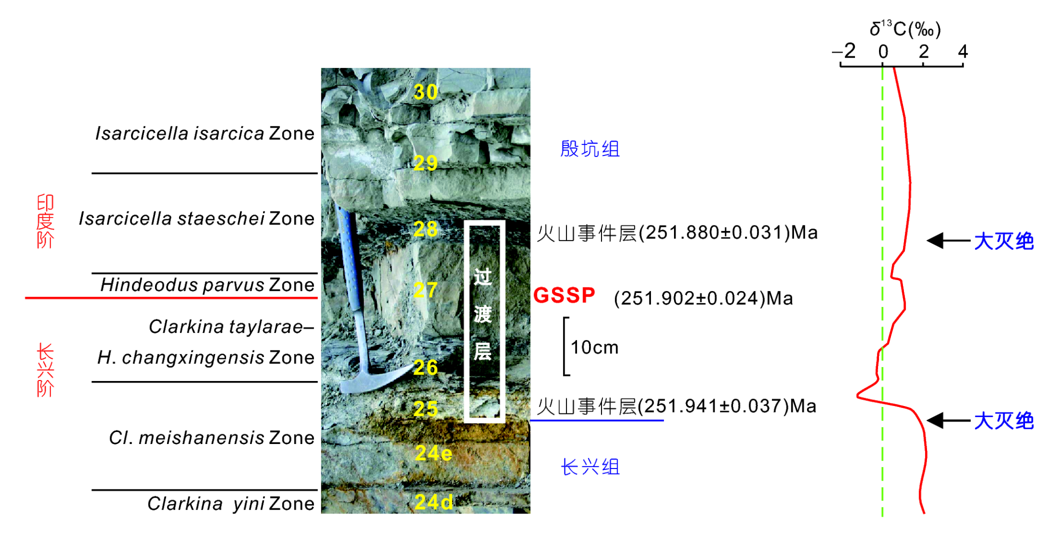


图 1　浙江长兴煤山剖面二叠系-三叠系界线处地层和事件序列

牙形石带据张克信等(2009)和Yuan等(2014)修改, 碳同位素引自曹长群等(2002), 同位素年龄引自Burgess等(2014)

相年代地层标准, 虽然在大的时间划分上尽量使用海相的名称如分为3统, 但确切定义则使用了不同的标志. 陆生脊椎动物一直被推崇为建立陆相三叠纪年代地层划分的主要标志(陆生脊椎动物时)(Lucas, 1998). 二叠纪-三叠纪之交陆生脊椎动物化石最为丰富且研究成熟度最高的是南非卡鲁盆地(Karoo Basin). 最初, 水龙兽*Lystrosaurus*的FAD被建议作为陆相三叠系的底界标志(Lucas, 1998), 但后来发现在卡鲁盆地有一段水龙兽与二齿兽*Daptocephalus*(*Dicynodon*)共生的"混生层"(Smith和Ward, 2001). 而*Daptocephalus* (*Dicynodon*)被认为是典型的二叠纪生物, 其消失被认为与二叠纪末的大灭绝一致, 也与海相地层中的大灭绝界线一致(Smith和Ward, 2001). 由于在海相地层中大灭绝事件位于二叠系-三叠系界线之下, 因此卡鲁盆地的二叠系-三叠系界线被置于二齿兽的消失位置之上, 也即*Lystrosaurus*的FAD在南非不再作为三叠系底界的标志(Botha和Smith, 2007; Smith和Botha-Brink, 2014).

在中国, 目前只有新疆准噶尔盆地(包括吐鲁番盆地)发现有*Lystrosaurus*, 并且其在锅底坑组上部也共生有二齿兽科的*Jimusaria*(原被鉴定为*Dicynodon*), 因此与卡鲁盆地一样, 脊椎动物也有一段"混生层"(周统顺等, 1997; 刘俊等, 2002). 但是中国学者并没有跟随南非关于界线位置的变化而将三叠系底界上移, 因为在新疆虽然发现了与卡鲁盆地类似的脊椎动物化石序列, 但尚不能确定与南非脊椎动物"大灭绝"相对比的层位, 也没有发现卡鲁盆地中与*Daptocephalus* (*Dicynodon*)混生的*Lystrosaurus*的两个种(*L. curvatus*和*L. maccaigi*). 不过, 在准噶尔盆地中除有良好的脊椎动物化石记录外, 其他无脊椎动物化石也非常丰富(卡鲁盆地除有少量植物化石外, 其他无脊椎动物化石基本没有保存), 而这些化石表现出的二叠纪-三叠纪更替面貌都在*Lystrosaurus*的FO(区域首现点)层位之下的锅底坑组中部, 只不过各学者依据不同的化石类群及对比标志所得到的二叠系-三叠系界线位置存在显著的差别(侯静鹏, 2004; 庞其清和金小赤, 2004; Cao等, 2008; Chu等, 2015; Liu和Abdala, 2017).

由于华北地区三叠纪陆相沉积区分布面积广, 地层序列也比较完整, 因此中国陆相三叠系建阶主要选择在华北盆地, 唯三叠系底部第一阶——吉木萨尔阶("大龙口阶")被选择在准噶尔盆地的吉木萨尔大龙口剖面, 因为该剖面二叠纪-三叠纪之交的地层主体为湖相沉积, 其化石丰富, 研究基础比较好, 也是全球陆相三叠系底界的辅助层型候选剖面之一. 虽然界线标志曾经建议为脊椎动物*Lystrosaurus*和孢粉*Lundbladispora*(全国地层委员会, 2002), 但该脊椎动物化石目前在中国除新疆准噶尔盆地之外, 其他地区还未发现, 且其作为三叠系底界的标志尚存争议, 而孢粉化石难以进行确切的年代地层界线标定. 近年来的研究进展表明, 在陆相三叠系底界的划分对比中, 叶肢介化石可能更有潜力(Kozur和Weems, 2011; Chu等, 2016;

Scholze等, 2016). 近期研究表明, 叶肢介*Euestheria gutta-Palaeolimnadiopsis vilujensis*组合已经在德国盆地和莫斯科盆地作为界线划分的标志(Scholze等, 2015, 2016), 而*Euestheria gutta*不仅在中国准噶尔盆地和华北盆地存在, 而且在黔西滇东的海陆过渡相的二叠系-三叠系"过渡层"中十分普遍(楚道亮等, 2013; 仇鑫程等, 2016; Chu等, 2016). 另一个组合分子也已经在新疆和华北同期地层中发现, 但在黔西滇东同期地层为另一个属种*Palaeolimnadia xuanweiensis*, 可能还是与相的差异有关. 因此可以考虑以该叶肢介组合或其中的*Euestheria gutta*作为陆相三叠系底界(也即吉木萨尔阶)定义的辅助标志. 该界线在准噶尔盆地位于锅底坑组中上部, 在华北盆地位于孙家沟组中上部, 在黔西滇东地区位于卡以头组下部(图2). 不过, 在煤山剖面上, "过渡层"底界在25层, 因此以该叶肢介组合之底或*Euestheria gutta*的FAD标定的陆相三叠系底界将稍低于海相三叠系之底(图1).

3.1.2　奥伦尼克阶(Olenekian)

对应于中国年代地层系统中, 海相巢湖阶, 陆相府谷阶("和尚沟阶").

奥伦尼克阶一名源自西伯利亚奥伦尼克河(Olenek River), 但由于命名地没有能够较好地定义该阶的地层剖面和化石记录, 而且其位于高纬度北方大区, 因此不具备作为该阶年代地层界线层型的条件. 当前提出作为该阶界线层型候选地区有3个, 分别是印度斯匹提Mud剖面、中国安徽巢湖平顶山西剖面和巴基斯坦盐岭Nammal剖面(最近提出). 2008年, 国际地层委员会印度阶-奥伦尼克阶界线工作组(IOBTF)曾经投票表决通过了以牙形石*Neospathodus*(=*Novispathodus*) *waageni s.l.*(广义)的FAD作为该阶底界的定义, 印度斯匹提的Mud剖面作为该阶界线层型. 但Mud剖面由于先前的研究不够充分, 进一步工作发现其牙形石化石的分布层位不准确, 与其他界线辅助标志之间存在矛盾, 因此虽然该层型剖面通过了IOBTF的第一轮投票, 但未能提交到STS进行下一轮投票, 因而至今该层型还未确定下来.

以牙形石*N. waageni*的FAD作为奥伦尼克阶底界定义是Tong等(2003)依据巢湖平顶山西剖面提出来的, 该标志也被作为中国巢湖阶的底界定义(Tong等, 2001). 巢湖阶即源自巢湖地区, 其层型与国际奥伦尼克阶底界候选层型一致. 该界线候选层型剖面在20世纪90年代得以大量研究, 其界线地层序列已被较好揭示(图3). 早先的研究工作中, *N. waageni*未被进行亚种

统	黔西滇东地区				华北盆地				准噶尔盆地				
		植物	叶肢介	双壳类		植物	叶肢介	四足动物		叶肢介	孢粉	介形虫	四足动物
下三叠统	东川组			*Pteria-Towapteria-Eumorphotis*	刘家沟组	*Pleuromeia*			韭菜园组		*Lundbladispora-Lunatisporites*	*Darwinula rotundata-Gerdalia minuta-Darwinula gloria*	*Lystrosaurus*
下三叠统	卡以头组	*Peltaspermum-Annalepis*	*Euestheria gutta-Palaeolimnadia xuanweiensis*	*Pteria-Towapteria-Eumorphotis*	孙家沟组上段		*Euestheria gutta-Palaeolimnadiopsis vilujensis*		锅底坑组上部	*Euestheria-Palaeolimnadiopsis*	*Lundbladispora-Lunatisporites*	*Darwinula rotundata-Gerdalia minuta-Darwinula gloria*	*Lystrosaurus*
上二叠统	宣威组	*Gigantopteris* 植物群			孙家沟组下段	*Ullmannia-Yuania* 组合	*Pseudestheria* (*Polygrapta*)	*Paraiasaurs* 动物群	锅底坑组下部	*Pseudestheria* (*Polygrapta*)	*Limatulasporites-Alisporites-Lueckisporites*	*Panxiania* (*Pl.*) *reticulata-Palaeodarw. fragiliformis-Suchonellina parallela*	

图 2　中国陆相二叠系-三叠系界线地层划分和对比图
据楚道亮博士论文修改, 2017

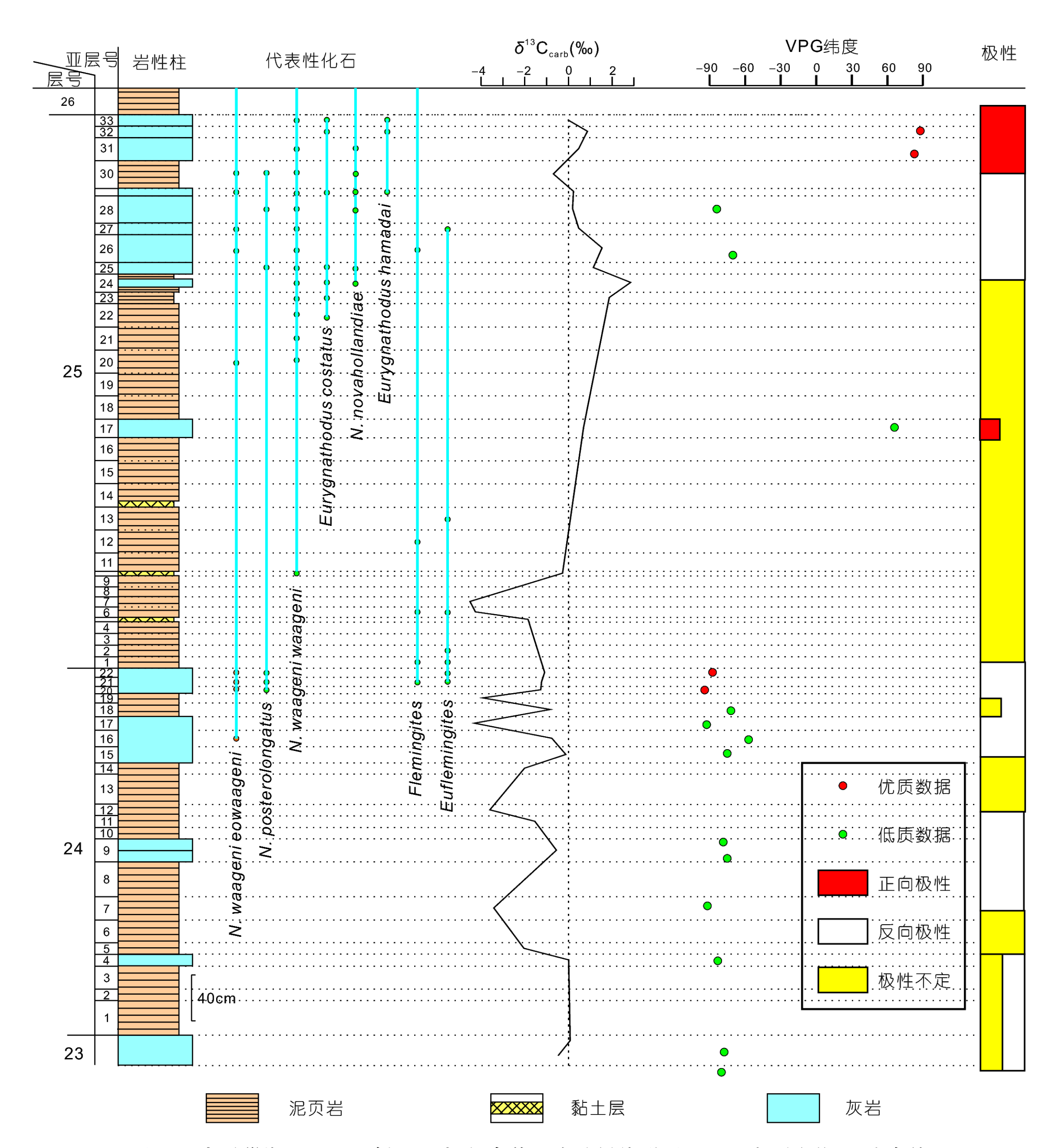


图 3　安徽巢湖平顶山西剖面印度阶-奥伦尼克阶界线附近地层及主要生物-环境事件

据Tong等(2005)、Zhao等(2008)综合和补充

划分. 后来随着对该类化石研究的增多和深入, 该种中被分辨出几个亚种, 如*N. waageni* n. subsp. A(=*N. waageni eowaageni* Zhao and Orchard), *N. waageni* n. subsp. B(=*N. posterolongatus* Zhao and Orchard)和*N. waageni waageni*(Zhao等, 2004, 2007). 在巢湖剖面上, 最早出现的是*N. waageni eowaageni*, 因此, 如果以广义的*N. waageni s.l.*的FAD作为奥伦尼克阶的底界定义, 就是以寻找*N. waageni eowaageni*的FAD来确定该阶底界的位置. 同时提出该界线的辅助化石标志是菊石*Flemingites*和*Euflemingites*的首现点位置(Tong等, 2003). 由于巢湖剖面上菊石化石大多以压扁印模的形式保存, 一般无法观察其缝合线构造, 因此确切的种(有时甚至属)的鉴别比较困难(虽然这两个菊石属具有比较特征性的壳饰, 在属级水平上相对比较容易鉴别, 但大多数标本仍不能可靠鉴定). 在巢湖平顶山西剖面上, *Novispathodus waageni eowaageni*出现最早, 在第

24~16亚层; 随后是*Novispathodus posterolongatus*, 在第24~20亚层(高于*N. waageni eowaageni*的FAD 16cm); 接下来是菊石*Flemingites* sp.和*Euflemingites* sp., 两者同时出现于第24~21亚层(高于*N. waageni eowaageni*的FAD 19cm); 最后是*Novispathodus waageni waageni*, 出现于第25~10亚层(高于*N. waageni eowaageni*的FAD 67cm)(图3). 最近, 有学者用到另两个牙形石*Eurygnathodus costatus*和*E. hamadei*带(如Chen等, 2016), 在平顶山西剖面上, 依次出现于25~22亚层和25~29亚层, 分别高出*N. waageni eowaageni*的首现点175和232cm (图3). 该界线附近其他非生物的辅助标志不多, 比较重要的是碳酸盐岩碳同位素正向峰值位于第25~24亚层, 高于*N. waageni*(广义)的FAD定义的奥伦尼克阶(巢湖阶)底界190cm(左景勋等, 2006; Tong等, 2007). 磁性地层研究表明, 在25层顶部发生了重要的磁极性倒转事件, 即从反向极性转变为正向极性期(Sun等, 2009), 该反转界面高于*N. waageni*(广义)的FAD定义的奥伦尼克阶(巢湖阶)底界247cm(图3).

数值地质年代学方面, 郭刚等(2007)通过对平顶山西剖面印度期地层的岩性和磁化率数据进行旋回地层学研究, 计算出该剖面印度阶时限约为1.1Myr, 这一结果与Wu等(2012)对湖北大峡口剖面旋回地层研究的结果基本一致. 据此推算奥伦尼克阶底界的地质年龄约为251.1Ma(据二叠系-三叠系界线年龄数据252.17Ma推算, Burgess等, 2014), 与Galfetti等(2007)对广西同期地层中火山凝灰岩层同位素测年结果((251.22±0.20)Ma)接近. 不过, 最近Li等(2016)利用γ-射线强度数据对同样的巢湖剖面印度阶进行了旋回地层再研究, 但他们得出该剖面印度阶的地质时限为2.0Myr, 从而推算奥伦尼克阶底界年龄为249.9Ma. 同时, 他们还推算出巢湖剖面奥伦尼克阶内Smithian/Spathian亚阶的界线年龄为248.2Ma. 这些年龄数据不仅与前期学者的研究结果差别较大, 而且与Ovtcharova等(2006)对Smithian/Spathian界线附近地层同位素测年结果((250.55±0.40)Ma, Galfetti等, 2007重新计算)也很不相同. 鉴于此, 本文建议在没有直接的层型剖面测年数据之前, 印度阶-奥伦尼克阶界线年龄使用~251Ma.

总体来说, 在巢湖剖面上奥伦尼克阶(巢湖阶)在生物和非生物标志上都能够比较明确界定, 而且这些界定标志基本上可以在中国海相地层中得以比较好地应用, 甚至在国际上一些主要地区都已能较好地应用(如Orchard和Krystyn, 2007; Metcalfe等, 2013; Golding等, 2014).

2017年国际地层委员会三叠系分会改组了印度阶-奥伦尼克阶界线工作组, 新的工作组部分成员于2017年11月初在奥地利Innsbruck召开研讨会, 专门就该界线层型当前现状进行了详细研讨. 根据当前掌握的资料(重点包括牙形石、菊石和层序地层信息, 结合化学地层碳同位素及磁性地层), 重点提出了有可能作为该界线的3个层位: 下层位是菊石*Flemingites*(*F. barghavai*)和牙形石*Novispathodus waageni s.l.*的首现点, 在层序地层上位于第一个层序内(如果将下三叠统分为3个TR层序, Henderson等, 2018); 中层位是菊石*Rohillites rohilla*和牙形石*Novispathodus posterolongatus*的首现点, 东特提斯浅水区牙形石*Eurygnathodus costatus*也首现于此层位, 在层序地层上位于第二个层序的海侵初期; 上层位大致对应于第二层序的最大海泛面(MFS)处, 接近菊石*Euflemingites romunderi*首现点. 会上还重点提出讨论了3个层型候选剖面, 即印度斯匹提的Mud剖面, 中国安徽的巢湖剖面和巴基斯坦盐岭的Nammal剖面.

从巢湖剖面的情况来看, 菊石化石虽然丰富, 但绝大部分都难以确切鉴定, 而牙形石及其他资料是目前研究最好的(图3). 下层位可以以牙形石*Nv. waageni s. l.*(*Nv. waageni eowaageni*)首现点标定, 在平顶山西剖面上位于24~16亚层. 从层序地层TR层序(海侵-海退旋回)分析, 该层位应该就是下三叠统第一TR层序与第二TR层序的分界位置. 该地层正好是下三叠统中第一个发育波浪侵蚀构造的层位, 代表了海平面从三叠纪初的上升后, 首次下降并达到最低点的位置. 中层位以牙形石*Nv. posterolongatus*的首现层位定义在24~20亚层, 但巢湖剖面上*Eu. costatus*的首现位置稍高于该层位. 该层位应该属于下三叠统第二个TR层序的海侵起始位置, 而且, 下三叠统的第一个碳同位素正向峰值也随后到达, 磁性地层的反正向极性转折也在随后发生(图3). 上层位由于没有明确的牙形石标志, 对应的层序地层学研究工作在该层型候选剖面上还待深入, 因此其确切位置暂时还不能标定.

在中国陆相地层系统中, 与奥伦尼克阶相应的地层单位是府谷阶(“和尚沟阶”), 其建议的层型剖面是陕西府谷高石崖剖面, 因为这里产有典型早三叠世晚

期脊椎动物化石*Fugusuchus*(府谷鳄). 但是目前对于该陆相阶还没有深入研究, 也难进行明确定义, 主要原因是这一时期的陆相地层主体为红层沉积，化石非常稀少. 尤其陆相地层相变大, 化石零星产出, 尚未见有化石比较连续的剖面报道. 其与海相奥伦尼克阶更是缺少直接的对比依据，并且当前在海相地层中这一界面上没有辨别出十分特征性的环境事件标志. 因此，在陆相地层中该阶底界的位置难以确定，目前只能根据一些零星的线索进行大致追索对比. 在华北盆地西南缘的陕西渭北地区，曾报道有海相早三叠世化石夹层(杨遵仪等, 1979; 殷鸿福和林和茂, 1979), 从而为华北陆相下三叠统与海相地层对比提供了重要素材. 其中麟游紫石崖剖面刘家沟组的化石层被认为是属于奥伦尼克期的(殷鸿福和林和茂, 1979), 但不同学者对该化石点的地层认识存在分歧. 殷鸿福和林和茂(1979)认为该剖面刘家沟组不整合于孙家沟组之上; 程政武等(1983)则认为两者间为断层接触; 而张抗(1983)却认为两者间为整合接触. 笔者最近也专门对该化石剖面进行了野外考察，认为两地层单元之间应为侵蚀不整合接触(剖面上有一同生铲式断层敛合到该不整合面上), 产该海相化石地层更接近刘家沟组(与岐山剖面的地层和化石明显不同). 华北地区的刘家沟组主体为砂岩沉积，但多数剖面上该组下部为湖相或河口三角洲相，中上部才转为辫状河相或河湖相，因此从层序地层分析的角度，与海相TR层序对比的三叠系第一、二个TR层序分界位置在刘家沟组中部. 综合以上信息，在华北地区，与奥伦尼克阶对应的府谷阶的底界应该在刘家沟组内部，但确切的陆相化石标志还有待进一步研究.

3.1.3　安尼阶(Anisian)

对应于中国年代地层系统中，海相关刀阶(“青岩阶”), 陆相吴堡阶(“二马营阶”).

安尼阶一名源自奥地利阿尔卑斯地区的安尼河(Anisus River). 该阶的GSSP尚未确定，目前的首选候选层型剖面是罗马尼亚的Desli Caira剖面, 其次是中国贵州的关刀剖面，此外在广西西北部也有一些很好的剖面具有竞争该GSSP的条件. 当前作为该界线定义的首选标志是牙形石*Chiosella timorensis*的FAD，菊石*Paracrochordiceras*-*Japonites*带作为辅助标志. 但是，该阶GSSP长期未决的主要原因之一就是对于其首选界线标志的确定问题. 因为传统欧美学者的主导思想仍是要以菊石作为首选标志，这甚至在一定程度还影响到一些牙形石学者的思想. 例如，Goudemand等(2012)认为*Chiosella timorensis*的FAD不能作为安尼阶底界的首选标志，因为与它共生的菊石被认为属于早三叠世(Spathian)晚期*Neopopanoceras haugi*带. 这显然是本末倒置，因为如果下、中三叠统界线(即安尼阶底界)的定义标志没有确定下来，怎么知道该菊石带是Spathian晚期? 总之，如果界线定义不能取得一致，该阶的GSSP就难以落实.

中国海相年代地层系统中，与安尼阶对应的是关刀阶(“青岩阶”). “青岩阶”原被指定的层型地点是贵州贵阳的青岩镇，其底界的首选定义标志与国际安尼阶统一用牙形石*Chiosella timorensis*的FAD. 姚建新等(2004)对该地区下-中三叠统剖面进行了研究，并发现了标志牙形石*Chiosella timorensis*. 同时他们还研究了贵州望谟甘河桥剖面，并对该剖面界线之下的凝灰岩层进行了同位素测年，得到年龄值(SHRIMP)(247.6±1.4)Ma(郑连弟等, 2010)，与国际地质年表的年龄值比较接近. 但后来由于青岩古镇的建设，青岩剖面被破坏而难以做进一步工作，因此需要修改层型剖面. 甘河桥剖面虽然有一定的研究基础，但作为界线标志的牙形石现在只发现有*Chiosella* cf. *timorensis*(姚建新等, 2004). 于是新的层型剖面修改为当前研究基础较好, 且具有一定国际影响的贵州边阳关刀剖面, 同时该阶名也按要求更改为关刀阶. 关刀剖面下-中三叠统的研究基础比较好(Lehrmann等, 2015), 不仅牙形石生物地层(王红梅等, 2005)和碳同位素地层(Payne等, 2004; Tong等, 2007)有比较深入的研究，而且它已经成为研究二叠纪末大灭绝后三叠纪生物复苏和环境过程的经典剖面(如Payne等, 2004, 2006, 2011; Song H J等, 2011, 2012, 2015; Song H Y等, 2013, 2014; Meyer等, 2011, 2013; Sun D Y等, 2012). 尤其是下、中三叠统之交的地层，因为是连接下关刀和上关刀剖面的关键层段，并在两个剖面上都有良好的出露，因此研究尤其深入. 目前国际地质年表中安尼阶底界的年龄(247.2Ma)即来自于该剖面的测年数据估算(最新分析结果是(247.28±0.12)Ma, Lehrmann等, 2015). 不过，关刀剖面目前获得的菊石化石还比较少，尤其下-中三叠统界线处还未找到能够作为界线标志的菊石化石. 在关刀剖面北约2km的边阳镇附近，Tong(1998)曾发现

一个安尼阶底部的菊石化石群*Leiophyllites-Balatonites-Paracrochordiceras*组合，但是缺少更深入的年代地层学研究工作. 此外, 在广西西部的一些剖面上同期地层中有比较好的菊石化石记录(如赵金科，1959; Galfetti等，2008)，只是目前还缺少精细的界线地层学研究. 最近Ovtcharova等(2015)报道了广西凤山猛干剖面下-中三叠统界线附近的同位素测年成果, 在该剖面上牙形石*Chiosella timorensis*首现层位年龄为247.3Ma[1). 总体来看, 在关刀剖面上以牙形石*Chiosella timorensis*的FAD定义的安尼阶(关刀阶)底界的标志清晰，该界线也正好位于磁性地层序列中一反向极性带中部，接近一碳同位素正向漂移峰值区(见Lehrmann等，2006图2; Lehrmann等，2015图3). 在区域上，该界线附近有多层火山凝灰岩层(“绿豆岩”), 是区域宏观对比的良好标志. 作为界线首选标志的牙形石已经在华南其他地区的一些海相碳酸盐相剖面发现，一般稍低于传统以岩石地层单位划分的下-中三叠统界线，如嘉陵江组或安顺组顶部、紫云组顶部、北泗组上部、永宁镇组上部等(如王志浩，1982; 王志浩和钟端，1990; 丁梅华和黄清华, 1990; 杨守仁和初庆春, 1992).

中国陆相地层系统中与安尼阶对应的是吴堡阶(“二马营阶”)，建议的层型剖面在陕西吴堡张家墕，它是中三叠世早期脊椎动物化石*Shansiodon*(山西兽)的产地之一, 但目前对于该陆相阶的定义还没有研究. 传统地，中国的陆相中三叠统底界主要以脊椎动物化石为划分依据，如中国肯氏兽动物群(包括下部的*Shaanbeikannemeyia-Ordosiodon*组合和上部的*Sinokannemeyeria-Shansisuchus*组合). 但是，Lucas(1998)认为*Ordosiodon*和*Shaanbeikannemeyia*应属于Nonesian LVF(陆生脊椎动物群)(=*Cynognathus*组合带). 而根据该脊椎动物群与海相脊椎动物的对比，他认为Nonesian LVF的时代应为奥伦尼克期. Nonesian LVF之上为Perovkan LVF(=*Shansiodon*组合带)，后者就是以*Shansiodon*的首现作为底界，其时代对比为安尼期. 由于Perovkan LVF的底界位于二马营组下部，因而这样对比的中三叠统底界就要高于二马营组的底界. 虽然进入中三叠世后，生物开始复苏，化石记录逐渐丰富，包括植物和无脊椎动物化石都是很重要的地层鉴别标志，但是它们与海相同期地层的对比关系目前还缺乏研究, 因此尚未能提出明确的建阶标志.

3.1.4　拉丁阶(Ladinian)

对应于中国年代地层系统中, 海相新铺阶, 陆相金锁关阶(“铜川阶”).

拉丁阶一名源自欧洲阿尔卑斯地区的一个古老民族Ladiner. 该阶的底界层型已被选定在意大利阿尔卑斯地区的Bagolino剖面, 以菊石*Eoprotrachyceras curionii*的FAD为标志，辅助标志牙形石是*Budurovignathus praehungaricus*. 但这些菊石和牙形石在中国至今都还未发现. 事实上，该阶界线层型确定之前曾提出过3个界线定义方案, 都是以菊石为定义的, 分别是*Eoprotrachyceras curionii*, *Reitziites reitzi*和*Aplococeras avisianum*. 而中国南方这一时期地层中的菊石不仅分布局限，而且与世界其他地区的可对比性差，因此在早期中国地层表中未对该地层建阶. 近年来，中国西南地区海相三叠系研究取得许多新的进展，尤其大量海相三叠纪脊椎动物的发掘和研究，对这段地层的认识不断清晰化，于是新近提出新铺阶作为该地层单元的补充(童金南和殷鸿福, 2015). 新铺阶一名源自贵州关岭新铺剖面，但其地层序列发育的完整性以及基础研究工作的程度不如作为早-中三叠世生物和环境演变研究经典的贵州罗甸关刀剖面，因此该阶层型被选定为关刀剖面. 关刀剖面的新铺阶是一套完整的碳酸盐沉积序列(Lehrmann等, 2015), 但目前发现的菊石化石非常稀少，还没有找到作为拉丁阶底界定义的菊石标志化石. 在中国南方已发现的菊石中，王义刚(1983)认为贵州的*Xenoprotrachyceras primum*带应该与*Reitziites reitzi*带对比，只是后者与*E. curionii*带之间还间隔一个*Nevadites secedensis*带(Brack等, 2005). 在牙形石方面，根据Brack等(2005)综合的层型剖面所在地区牙形石的分布情况, *Budurovignathus praehungaricus*的FAD位于*N. secedensis*带上部, 但其在中国还未找到. 而在中国发现的牙形石*B. hungaricus*和*B. truempyi*, 在层型剖面所在地均首现于*E. curionii*带中部, 但*Paragondolella excelsa*的FAD与*R. reitzi*带正好一致. 在这3个牙形石类别中，目前仅*P. excelsa*有相对比较广的分布. 因此，依据中国的实际情况, 可以考虑以*Paragondolella excelsa*的FAD作为新铺阶的底界. 考虑到要与国际拉丁阶

1) 该文中作者估算的界线年龄247.05Ma不是根据该牙形石的FAD层位, 而是对照北美菊石定义的下-中三叠统界线

GSSP一致, 我们可以通过这几类化石层位之间的关系来推定中国的界线位置.

目前在拉丁阶(新铺阶)底界附近尚未识别出具有特征性的环境事件，关刀剖面上碳同位素在该界线附近没有显著波动，因此不具进行地层识别和对比的潜力. 在南阿尔卑斯层型剖面所在地区拉丁阶底界之下的*N. secedensis*带下部两层火山凝灰岩的同位素测年结果为(241.2+0.8/−0.6)Ma(Mundil等，1996)，因此，拉丁阶的底界年龄估算为241Ma(Brack等，2005). 最近，Wotzlaw等(2018)根据新的高精度同位素测年并结合旋回地层学研究，更精确地估算出该界线的年龄值为241.464Ma.

在中国陆相年代地层系统中，与拉丁阶对应的年代地层单位是金锁关阶(“铜川阶”)，层型剖面即为陕西省铜川市漆水河金锁关剖面，但未指定界线定义标志. 最近，李亚等(2016)专门研究了鄂尔多斯盆地中-上三叠统陆相地层建阶，并提出了新的建阶方案. 他们虽然采用了中国陆相三叠纪年代地层系统中的金锁关阶, 但给出了不同的年代地层含义, 即将其对比于国际拉丁阶的上部, 而将拉丁阶下部对应的地层另建“印台阶”. 他们建议的这两个阶的层型剖面也是铜川漆水河剖面，同时也指定了这两个阶的底界定义标志化石，即“印台阶”以介形类*Tungchuania quadratiformis*和*Lutkevichinella ansulca*的最低出现层位(剖面第72层)为底界：“金锁关阶”以植物 *Danaeopsis magnifolia*，*Danaeopsis* cf. *marantacea*和*Tongchuanophyllum shensiense*的首现层位(第178层)为底界. 这是一个非常好的陆相地层建阶实践尝试，但也体现出陆相地层建阶研究的复杂性和困难. 尤其在陆相地层中，如果化石记录不能象海相地层中那样连续界定，那么海相地层的界线定义办法还是否可用? 例如, 当前提出的“印台阶”底界的定义，虽然作者没有使用FAD的概念，但这两个标志化石在层型剖面上产出的最低层位都是72层，而作者实际上却将该阶的底界置于70层底部(并与拉丁阶底界对应起来). 尚不知作者的含义是否说，该剖面上这两个介形类化石的首现层位不代表它们的FAD? 或者作者的意思是要将该阶的底界与拉丁阶底界一致，而当前这两个介形类化石的首现点要高于该界线? 无论哪种情形，我们觉得这是对陆相地层建阶的一个很好的尝试. 另一种情况形是，作者提出的“金锁关阶”底界的定义中，同时列举了3个植物化石的FAD作为界线标志，这恐怕也是陆相化石研究中面临的困难情形之一. 显然，它们与陆相化石的保存和埋藏学有关，而同时用超过一个化石作为确切的界线定义也必定导致定义的不确定性. 当然，如果作为与海相GSSP对应的界线辅助标志倒是非常适合的, 这也可能是将陆相阶作为海相阶的辅助层型进行地层延伸对比主要思路. 总体来说, 笔者赞同李亚等(2016)陆相年代地层研究实践，但不赞同其改变原中国三叠纪陆相年代地层阶的概念或另立新的建阶方案.

由于当前对于拉丁期海、陆相地层对比缺乏研究，因此，中国陆相地层中金锁关阶与海相拉丁阶(新铺阶)的对比关系尚不明朗. 虽然中国南方拉丁期(新铺期)已经出现大面积的海-陆过渡相和陆相地层(如巴东组、月山组、蒲圻组、黄马青组等), 但这种过渡相中化石比较稀少，尚未能建立起确切的海、陆相地层对比关系. 不过，在华北盆地金锁关阶中发育有多层火山凝灰岩，近年来一些学者做了很多同位素测年工作，只是多数采用ICP-MS和SHRIMP测年技术，其得出的结果对于精确的年代地层学研究作用不大. 但也有少量高精度的CA-TIMS分析结果值得关注. 例如刘俊等(2018)刚发表山西西部二马营组上段中部和铜川组二段底部两个年龄分别为(243.53±0.21)Ma和(241.48±0.07)Ma. 与意大利拉丁阶层型剖面地区同位素测年结果比较，这两个年龄值都很接近于拉丁阶的底界. 由此对比，华北地区与拉丁阶相对应的金锁关阶的底界应位于铜川组二段近底部位置，这倒是与李亚等(2016)所定义的“金锁关阶”的底界比较接近，但其具体位置和化石标志还需进一步研究，而以*Tongchuanophyllum-Danaeopsis magnifolia*为代表的铜川植物群则可以作为该阶的代表性化石组合.

3.1.5 卡尼阶(Carnian)

对应于中国年代地层系统中, 海相亚智梁阶, 陆相漆水河阶(“胡家村阶”).

卡尼阶一名源自于奥地利与意大利之交的卡尼克阿尔卑斯山脉(Karnic Alps). 该阶的底界GSSP也被选定在该地区的Pratidi Stuores/Stuores Wiesen剖面, 以菊石*Daxatina canadensis*的FAD作为界线标志，牙形石*Paragondolella*(=*Quadralella*) *polygnathiformis*首现位置(FO)作为辅助标志(Mietto等，2012). 作为界线首选标志的菊石在中国还没有发现，但作为辅助标志的牙

形石*Q. polygnathiformis*已经在中国一些剖面上找到(如王红梅等, 2005; Sun Y D等, 2016; Sun Z Y等, 2016), 因此借该牙形石可以进行界线地层对比. 不过, 由于意大利层型剖面上牙形石并不丰富, 其在层型剖面作为辅助标志用的是FO(区域首现点), 而不是FAD(全球首现点), 但它在其他剖面上却下延达到*D. canadensis*的FAD的位置(Mietto等, 2012), 因此, 该牙形石可以作为卡尼阶底界的重要对比标志. 在中国海相三叠纪年代地层系统中, 亚智梁阶以牙形石*Quadralella polygnathiformis*的FAD作为底界标志, 因而可以与国际卡尼阶进行对比.

由于中国南方在印支运动后大部分地区转变为陆地或陆相沉积区, 晚三叠世海相地层保存很少, 因而中国海相上三叠统的建阶层型地被选择在藏南喜马拉雅地区. 亚智梁阶的层型剖面建议在聂拉木县的土隆剖面, 以牙形石*Q. polygnathiformis*的FAD作为界线标志. 但层型剖面上对该阶的界线定义尚未进行过专门研究, 因此与其他地层标志之间的关系尚不清楚. 近年来在研究三叠纪海生脊椎动物和卡尼期洪水事件的过程中, 川黔地区的卡尼阶(亚智梁阶)得以一定的研究, 如Sun Z Y等(2016)对西南地区拉丁阶-卡尼阶之交的牙形石序列进行了比较好的汇总, 同时也厘清了该地区几个关键的海相三叠纪脊椎化石群的地层时代分布. Zhang等(2015)从磁性地层和旋回地层(γ-射线强度)角度研究了贵州西部卡尼早期的竹杆坡组, 并通过区域和全球对比限定了卡尼期洪水事件的层位. Sun Y等(2016)通过对贵州贞丰龙场剖面卡尼期地层及牙形石地球化学研究, 揭示了卡尼中期的增温和洪水事件, 并提供了良好的氧同位素地层曲线, 等等. 总体来说, 以牙形石*Q. polygnathiformis*的FAD为标志的亚智梁阶(卡尼阶)对中国相关地层和地质事件研究及其国际对比更加实用可行. 此外, 黔西南同期地层中也产有菊石*Trachyceras multituberculatum*, 它被认为与层型剖面*Trachyceras aon*亚带(原也被作为卡尼阶GSSP候选标志之一)中的某些菊石分子相当, 因此在地层上可以对比, 因为*Tr. aon*亚带是紧接*D. canadensis*亚带之上卡尼阶第二亚带, 两者同属*Trachyceras*带(王义刚, 1983). 由此可见, 黔西南地区的亚智梁阶与国际卡尼阶基本可以对比, 而且通过该区域卡尼中期大洪水事件的地层序列研究, 能够提升该段地层的区域乃至全球对比能力. 不过, 目前关于卡尼期地层的陆相对比还有待研究.

在数值年代地层学方面, 卡尼阶底界目前没有直接的测年数据, 但在层型剖面所在地区于该界线之下约一个菊石亚带的位置, 有一些测年成果, 最新的CA-TIMS测年数据是(237.773±0.052)Ma, 因此拉丁阶-卡尼阶界线年龄建议为约237Ma(Mietto等, 2012). 此外, 层型剖面所在地区的磁性地层学研究结果表明, 该界线接近于一个长的正向极性带的底部. 层型剖面上的碳同位素在界线处没有表现出显著的异常变化, 因此不能提供明确的对比标志(Mietto等, 2012). 在中国, 目前还没有开展这些这些方面的系统研究工作.

在中国陆相年代地层系统中, 与卡尼阶对比的年代地层单位是漆水河阶(“胡家村阶”), 建议的层型剖面是陕西铜川漆水河剖面, 但由于没有专门研究, 因此没有指定界线定义标志. 不过, 李亚等(2016)在鄂尔多斯盆地中-晚三叠世陆相地层研究中新提出了“杨家坪阶”, 代表上三叠统下部的中国陆相年代地层单位, 其大致相当于国际地质年表中的卡尼阶和诺利阶的大部分时间, 层型剖面在陕西神木县杨家坪东山坡, 底界为植物*Asterotheca szeiana*和*Danaeopsis fecunda*的首现层位, 位于层型剖面永坪组底部之上14m处. 由于他们也将杨家坪阶的底界对应于卡尼阶的底界, 因此从定义上来讲, 与漆水河阶的底界定义应该是一致的, 其中*Danaeopsis fecunda*也是传统认识的上三叠统最有代表性的植物化石. 不过, 由于杨家坪阶与漆水河阶定义所代表时间延限完全不一样, 因此虽然目前漆水河阶尚未得以研究, 但从建阶定义上还不能被替换.

3.1.6　诺利阶(Norian)和瑞替阶(Rhaetian)

对应于中国年代地层系统中, 海相佩枯错阶(“土隆阶”), 陆相延川阶(“永坪阶”)和子长阶(“瓦窑堡阶”).

这两个阶是三叠系各阶研究中最薄弱的, 一方面因为这一时期世界海相地层分布范围缩减, 另一方面早年期间对这两阶之间的关系存在比较大的认识分歧(童金南和殷鸿福, 2015), 因此这两阶的层型研究起步较晚. 诺利阶和瑞替阶的名称均来自阿尔卑斯地区, 前者是阿尔卑斯东部的奥地利诺利阿尔卑斯地区(Noric Alps), 后者是瑞士、意大利和奥地利交境的瑞替阿尔卑斯(Rhaetian Alps)地区. 目前这两个阶的层型剖面和界线定义标志都还未选定. 其中诺利阶底界层型候选剖面包括意大利西西里的Pizzo Mondello剖面和加拿

大不列颠哥伦比亚的Black Bear Ridge剖面. 界线标志在菊石*Stikinoceras kerri*与牙形石*Metapolygnathus echinatus*之间选择. 瑞替阶底界层型已于2010年通过界线工作组投票确定以牙形石*Misikella posthernsteini*的FAD作为首选标志, 并且基本上将奥地利Steinberg-kogel剖面作为唯一的候选层型剖面. 不过2015年国际地层学大会期间的界线工作组会议上, 意大利学者又提出意大利南部的Pignola-Abriola剖面, 后者在牙形石*M. posthernsteini*的首现点处发现一个有机碳同位素达6‰的强烈负偏. 但当前对这两条剖面在磁性地层序列框架下的对比存在显著分歧.

中国海相诺利阶和瑞替阶分布范围更加局限, 而且地层学研究工作非常少, 因此对于这两个界线层型的确定目前还提不出有影响的意见. 从地层序列的完整性上来看, 西部的青藏高原地区应该是存在的, 但只有藏南聂拉木地区有一定的研究基础, 因此作为中国海相诺利阶和瑞替阶对应的佩估错阶("土隆阶")的层型地(土隆剖面). 虽然该剖面上诺利阶的菊石化石比较丰富, 但当前国际上作为界线候选标志的菊石化石还未发现, 可能该菊石为极地类型(王义刚和何国雄, 1976). 近年来在西藏各地的研究中还发现了很多诺利期的牙形石化石层位(如纪占胜等, 2003), 但建议作为诺利阶底界定义的牙形石还没有被发现. 此外, 对中国三叠纪沉积地层格局影响最为重要的是印支运动, 而印支运动的主幕大致发生在诺利期与瑞替期之交, 它也造成该时期地层结构的重要转换, 例如青藏高原地区的海相地层, 从碳酸盐岩相转变为碎屑岩相为主. 但由于目前相关地层学研究工作还十分有限, 未能开展有效的年代地层学研究, 因此中国地层表中没有分开建阶. 不过, 如果能够有针对性地对这一重要构造事件进行精细的地层学研究, 其有可能成为建立海、陆相地层对比的桥梁.

在中国陆相三叠纪年代地层系统中, 与诺利阶和瑞替阶对应的分别是延川阶和子长阶("永坪阶"和"瓦窑堡阶"), 其层型剖面均被建议为陕西铜川的漆水河剖面. 诺利期和瑞替期是三叠纪生物演化的高峰时期, 生物丰富且全球化明显, 但生物的时代特色反不如前期明确. 尤其是因为国际上这两个阶的研究相对比较少, 阶的层型尚未确定, 因此其地层对比标志还未得以较好提炼, 海、陆相地层对比工作基本还未开展. 中国陆相延川阶和子长阶分布比较广泛, 尤以鄂尔多斯盆地的延长组和四川盆地的须家河组研究较多. 在鄂尔多斯盆地, 延川阶是主要的含油地层; 而子长阶在全国各地都是重要的含煤地层. 这两个阶所含的植物化石在中国受气候环境的影响, 南北分异明显. 在北方区称为*Danaeopsis-Symopteris*(=*Bernaulia*)(*D-B*)植物群、南方区称为*Dictyophyllum-Clathropteris*(*D-C*)植物群. 介形虫以*Darwinula-Lutkevichnella-Tungchuania*组合为特色, 淡水双壳类以*Shaanxiconcha*占优势. 但确切的年代地层界线定义以及其与海相地层的对比关系都还有待研究. 最近, Li等(2017)通过磁性地层学的方法对四川盆地须家河组与海相地层的对比关系进行了研究, 并通过旋回地层学的方法计算出瑞替阶的地质时限. 这是一个很值得注意的重要进展和新的研究思路, 只是如前文所述, 目前海相地层瑞替阶底界的两个层型候选剖面上关于磁性地层及其与界线定义标志点(牙形石和碳同位素变化)之间的关系尚待澄清.

3.2 中国三叠纪生物地层框架

当前作为年代地层框架建立的基础还是生物地层, 不仅GSSP的首选标志是化石, 而且阶内地层序列的建立仍主要以化石带为基础. 因此生物地层框架的构建可以说是综合地层框架的基础.

3.2.1 中国海相三叠纪生物地层框架

中国海相三叠纪牙形石生物地层研究基础最好的是二叠纪-三叠纪之交, 尤其煤山剖面二叠系-三叠系界线处的牙形石生物地层已成为国际经典, 在界线处不到1m的地层中能够比较精确地区分出6个牙形石带(图1), 并且这些牙形石带具有区域乃至全球对比的能力, 可作为界线地层连续性的判别标准(Yin等, 2014; Jiang等, 2014). 界线之上早三叠世牙形石生物地层序列在华南很多剖面上都有较好揭示, 但以安徽巢湖地区研究基础最好(Zhao等, 2007, 2008), 其中印度阶-奥伦尼克阶界线和奥伦尼克阶内Smithian-Spathian亚阶界线的牙形石定义均源自本地(Tong等, 2003; 梁丹等, 2011). 而中三叠世牙形石生物地层序列揭示最为完整的是贵州罗甸关刀剖面(王红梅等, 2005), 其不仅可以比较清楚地标定以牙形石*Chiosella timorensis*首现为标志的中三叠统底界, 而且也能很好地界定以牙形石*Quadralella polygnathiformis*首现为标志的中三叠统顶界. 虽然目前在中国还没有发现作为安尼阶-拉丁阶

界线辅助标志的牙形石*Budurovignathus praehungaricus*, 但在关刀剖面上发现了该界线层型剖面所在地区的几个可对比的牙形石，如*Budurovignathus hungaricus*和*B. truempyi*(其层位稍高于界线GSSP)，*Paragondolella excelsa*的FAD与*R. reitzi*带底界一致. 上三叠统的牙形石生物地层序列在中国尚无比较完整的剖面，贵州西南部地区的卡尼阶有部分发现，但地层序列比较完整的是西藏地区，只是研究程度有限(王成源和王志浩, 1976; 田传荣, 1982; 纪占胜等, 2003). 另在黑龙江东部那丹哈达岭地区上三叠统硅质岩中也处理出部分晚三叠世代表性的牙形石带化石(邵济安和唐克东, 1995). 在中国虽然没有发现建议作为诺利阶底界的牙形石*Metapolygnathus echinatus*，但稍低于该化石带的*Metapolygnathus primitius*在西藏存在(纪占胜等, 2003). 综合中国三叠纪各区域和时段的牙形石化石材料，基本上可以构建一个比较完整的三叠纪牙形石生物地层框架如表2.

中国三叠纪菊石化石比较丰富，但在研究基础比较好的中国南方，早三叠世地层中的菊石通常保存不佳，难以确切鉴定. 保存比较好的菊石化石主要见于黔桂和青藏高原少数地区，赵金科(1959)和Galfetti等(2007)曾根据广西西部的菊石材料提出了以种为单元的早三叠世菊石地层分带系统. 对照北美的综合菊石分带，可以识别出一些重要的化石带，但尚不能建立独立完整并具有区域可对比性的中国菊石地层序列. 尤其是华南下三叠统菊石大部分以印模形式保存，难以确切鉴定到种. 因此，童金南等(2004)根据中国的化石材料总结了一套以属为基础的简化的下三叠统菊石生物地层划分方案(表2). 根据煤山剖面二叠系-三叠系界线附近菊石的分布及界线地层的国际对比，*Ophiceras-Lytophiceras*带并未到达三叠系之底. 煤山剖面上它始于牙形石*Isarcicella isarcica*带，其他地区剖面上也一般高于二叠系-三叠系界线“过渡层”. 在中国南方, 该“过渡层”中的菊石以小型的*Hypophiceras*化石群为特征(王义刚, 1984; Yang等, 1996; 童金南和熊鑫琪, 2006)，该层位也基本对应于珠峰地区的*Otoceras*层位，因此本文统一为*Otoceras-Hypophiceras*带，但其时限明显穿越了二叠系-三叠系界线. 而*Flemingites*和*Euflemingites*已经被作为奥伦尼克阶底界的辅助标志(Tong等, 2003), 因此其地层意义是明确的. 中三叠统的菊石在中国分布比较零星，除西藏南部的珠峰地区(王义刚和何国雄, 1976)外，主要的化石序列研究来自于贵州南部，但与国际对比的完整中三叠世菊石地层序列尚不能建立. 作为安尼阶底界辅助标志的菊石*Paracrochordiceras-Japonites*组合在贵州南部存在(童金南, 1997)，但拉丁阶底界GSSP定义的菊石化石至今在中国还未发现. 王义刚(1983)认为贵州的*Xenoprotrachyceras primum*带可以与*Reitziites reitzi*带对比，*Trachyceras multituberculatum*带可与*Trachyceras aon*带对比. 因此中三叠世菊石地层序列可以大致以贵州南部台地边缘和盆地相区的化石材料构建，但拉丁期的化石比较稀少因而序列不完整. 来自珠峰地区的*Protrachyceras ladinum*是Longobardian亚阶下部的带化石, 而产自贵州的*Protrachyceras deprati*产于瓦窑组, 因此推测其层位更高(甚至有可能到达卡尼阶)(表2). 晚三叠世的菊石在中国除贵州南部有少量卡尼期的化石材料外，主要序列只能依靠西部的藏南地区的化石材料建立. 不过，目前对于西藏晚三叠世菊石生物地层的研究还主要来自于中国海相上三叠统两个阶(亚智梁阶和佩枯错阶)的建阶剖面(即土隆剖面)的化石材料，仍使用的是王义刚和何国雄(1976)建立的基本地层序列. 唯饶荣标等(1987)将诺利阶上部的*Cyrtopleurites socius*带修改为*C. bicrenatus*带. 阴家润(2005)在聂拉木格米格剖面上发现了穿越三叠纪-侏罗纪的菊石地层序列，并建立了三叠系最顶部的菊石*Choristoceras marshi*带(表2).

中国海相双壳类生物地层序列的建立根据，下三叠统主要在扬子台地区，中三叠统主要在黔桂交境的碎屑盆地区，上三叠统则以青藏高原区为主. 印度阶的双壳类化石带以克氏蛤为特色，大致可以区分3个(顶峰)带，即*Claraia wangi*带、*C. griesbachi*-*C. stachei*带和*C. aurita*带. 其中*C. wangi*带在区域上具有可对比性，其与菊石*Ophiceras-Lytophiceras*带之底基本一致，并可作为二叠系-三叠系界线“过渡层”顶界的标志(童金南和熊鑫琪, 2006). 在该带之下滨岸浅水沉积区的“过渡层”中普遍存在一个特色的双壳类*Pteria ussurica variabilis-Towapteria scythica*组合，其层位大致对应于菊石*Otoceras-Hypophiceras*带，因此也跨越了二叠系-三叠系界线(Song T等, 2018). 印度期晚期，随着*Claraia*走向消亡，正海扇*Eumorphotis*的地位渐显突出，从而成为具有地层意义的带化石. 不过，从这两个属的古地理分布来看，*Eumorphotis*偏向于较浅水的碎屑岩相

表 2　中国海相三叠纪生物地层序列框架[a)]

	国际阶	中国阶	牙形石带	菊石带(层)	双壳类(组合)带
上三叠统	瑞替阶	佩枯错阶	2. 1. *Misikella posthernsteini*	2. *Choristoceras marshi* 1.	6. *Yunnanophorus-Trigonodus-Unionites*? 5. *Burmesia lirata-Monotis salinaria* 4. *Halobia norica-H. distincta* 3. *H. ganziensis-H. subrugosa* 2. *Halobia pluriradiata-H. convexa* 1. *Halobia rugosa-H. superba*
	诺利阶		5. *Misikella hernsteini* 4. *Epigondolella bidentata* 3. *Epigondolella postera* 2. *Epigondolella abneptis* 1.	5. *Pinacoceras metternichi* 4. *Cyrtopleurites bicrenatus* 3. *Indojuwavites angulatus* 2. *Griesbachites-Gonionotites* 1. *Nodotibetites nodosus*	
	卡尼阶	亚智梁阶	4. *Metapolygnathus primitius* 3. *Quadralella auriformis* 2. *Quadralella tadpole* 1. *Quadralella polygnathiformis*	4. *Parahauerites acutus* 3. *Haplotroptites* 2. *Indonesites dieneri* 1. *Trachyceras multituberculatum*	
中三叠统	拉丁阶	新铺阶	4. *Paragondolella inclinata* 3. *Budurovignathus mungoensis* 2. *Budurovignathus truempyi* 1.	3. *Protrachyceras deprati* 2. *Protrachyceras ladinum* 1.	4. *Daonella bulogensis bifurcata-Mytilus eduliformis* 3. *Daonella varifurcata-D. indica*
	安尼阶	关刀阶	6. *Paragondolella excelsa* 5. *Neogondolella constricta cornuta* 4. *Nicoraella kockeli* 3. *Nicoraella germanica* 2. *Gladigondolella tethydis* 1. *Chiosella timorensis*	5. *Xenoprotrachyceras prinum* 4. *Paraceratites trinodosus* 3. *Paraceratites binodosus* 2. *Nicomedites yohi* 1. *Paracrochordiceras-Japonites*	2. *Daonella moussoni-Leptochondria illyrica* 1. *D. guizhouensis-Costatoria goldfussi amnsuyi*
下三叠统	奥伦尼克阶	巢湖阶	6. *Chiosella gondolelloides* 5. *Triassospathodus homeri* 4. *Icriospathodus collinsoni* 3. *Triassosp. pingdingshanesis* 2. *Eurygnath. costatus-E. hemadei* 1. *Novispathodus waageni*	4. *Subcolumbites* 3. *Columbites-Tirolites* 2. *Anasibirites-Owenites* 1. *Flemingites-Euflemingites*	6. *Pteria* cf. *murchisoni-Eumorphotis inaequicostata*
	印度阶	印度阶	6. *Ns. dieneri-Ns. cristagalli* 5. *Sweetospathodus kummeli* 4. *Neoclarkina krystyni-Nc. discreta* 3. *Isarcicella isarcica* 2. *Isarcicella staeschei* 1. *Hindeodus parvus*	3. *Gyronites-Prionolobus* 2. *Ophiceras-Lytophiceras* 1. *Otoceras-Hypophiceras*	5. *Eumorphortis multiformis* 4. *Claraia aurita* 3. *Claraia griesbachi-C. stachei* 2. *Claraia wangi* 1. *Pteria ussurica variabilis-Towapteria scythica*

a) 根据杨遵仪等(2000)和陈楚震等(2000)等综合修改和补充(详见正文介绍). 编号后空缺表示该层位中国暂无代表性化石带(层)

区，而*Claraia*在稍深水的碎屑岩和碳酸盐岩混合相区更丰富. 奥伦尼克期(巢湖期)克氏蛤消失，正海扇也明显减少. 总体来说，这一时期双壳类明显不如前期丰富，除了生物演变本身的原因(如随着生物复苏，灾难生物的生态空间被排挤)外，也可能与中国海相地层中碎屑岩相沉积大为缩减有关. 这一时期双壳类中具有时代特色的是*Pteria* cf. *murchisoni*，它虽然被定名为一个比较种，但其生物学属性与一般的物种(或亚种)相当(殷鸿福和林和茂, 1979). 下扬子地区，巢湖阶下部有一个特色的双壳类*Guichiella angulata*带，上部为*Periclaraia circularis*带(童金南等, 2005). 而在上扬子地区，巢湖阶上部也有人分出*Leptochondria minima-Chlamys weiyuanensis*带(张振来和孟繁松, 1987). 中三叠统的双壳类具有明显的相分异，以贵州中南部地区研究最为清晰. 台地相区以底栖内生类群为特色，而盆地相区则为表栖活动性分子所主导(童金南, 1997). 相对来说，台地相双壳类地质时限范围较宽，而盆地相类型地质延限较短，地层划分对比精度更高，因此后者作为主要生物地层框架(表2). 上三叠统海相双壳类分布比较局限，在华南仅在卡尼阶下部少数层位见有双壳类化石，而更广泛的化石分布是在青藏高原地区，但研究工作比较零星，尚未形成一个完整的双壳类地层序列. 综合各地区的双壳类化石材料，基本上可以初步构建晚三叠世双壳类生物地层框架如表2. 其中卡尼阶(亚智梁阶)和诺利阶(佩枯错阶下部)主要依据川西藏东地区较深水相化石材料，而瑞替阶(佩枯

错阶上部)的双壳类主体为半咸水相(饶荣标等, 1987). 与此同时, 在华南东部的华夏古陆西侧, 晚三叠世出现一个以双壳类为主的半咸水相化石组合(张彦伟等, 2014).

3.2.2　中国陆相三叠纪生物地层框架

传统的陆相三叠纪年代划分标志是陆生四足动物, 因为陆相沉积环境分割性强, 因此各类生物的地方局限性明显. 而陆生四足动物的活动性使得其具有更广泛的地理分布和地层对比能力, 因而可以作为陆相地层划分对比的重要参考标志. Lucas(1998, 2010)根据陆生四足脊椎动物组合分布特点, 将三叠系划分为8个陆生脊椎动物时(LVF), 每一个LVF以一个四足动物的属(或种)的FAD作为底界(图4).

中国三叠纪陆生脊椎动物目前还仅发现于北方的准噶尔盆地和华北盆地区, 且仅产于早-中三叠世地层中. 其中以水龙兽(*Lystrosaurus*)为代表的印度期脊椎动物化石组合目前仅见于准噶尔盆地(包括吐鲁番盆地). Lucas(2010)根据南非的地层划分和对比, 将该化石组合代表的Lootsbergian陆生脊椎动物时的底界对比到长兴期晚期. 但根据我们最近对新疆大龙口剖面无脊椎动物化石材料与华南海相地层的对比研究, 至少在大龙口剖面上*Lystrosaurus*的首现层位应高于该属在南非的首现点, 而大致相当于三叠系底界的层位(图2), 因此在中国*Lystrosaurus*可以作为吉木萨尔阶(印度阶)的典型代表. 府谷阶(奥伦尼克阶)的脊椎动物除特征性的府谷鳄(*Fugusuchus*)外, 根据Lucas(2010) Nonesian陆生脊椎动物时的对比, 产于二马营组底部的*Shaanbeikannemeyeria-Ordosiodon*组合也应该归入府谷阶. 吴堡阶(安尼阶)是中国三叠纪陆生脊椎动物化石最为丰富的层位, 以*Sinokannemeyeria-Parakannemeyeria-Shansidon*组合为特征, 其中山西兽(*Shansidon*)曾被作为安尼阶Perovkan陆生脊椎动物时的开始(Lucas, 1998), 但区域对比研究表明, *Shansidon*的首现层位可能要比安尼阶的底界高出一些(Lucas, 2010). 据刘俊等(2018)最新来自二马营组和铜川组火山凝灰岩的同位素测年资料, 铜川组二段底部样品的年龄为(241.48±0.07)Ma, 其十分接近于安尼阶-拉丁阶界线(241.464Ma, Wotzlaw等, 2018), 而华北地区当前发现层位最高的陆生脊椎动物*Yonghesuchus*也正好在该界线之下. 目前在中国陆相四足类脊椎动物化石还未在金锁关阶(拉丁阶)及其之上的三叠纪地层中发现(图4).

中国三叠纪陆生植物受二叠纪末大灭绝影响, 直到中三叠世初期都比较稀少, 尤其是早三叠世的高温事件(Sun Y等, 2012), 广大内陆地区大范围发育红层, 化石记录更加零星. 中国南方这一时期主体为海相沉积, 唯在康滇古陆东缘滨临海相沉积区保存有二叠纪-三叠纪之交(过渡层)直到三叠纪最早期的*Annalepis-Peltaspermum*植物组合(Yu等, 2015), 往上只在海南的早三叠世晚期岭文组中含有*Neuropteridium-Voltzia-Albertia*植物组合(周志炎和厉宝贤, 1979). 中三叠世的植物化石主要来自海陆交互相的巴东组研究, 周统顺和周惠琴(1985)总结为一个*Annalepis zeilleri-Neocalamites merianii*植物组合; 而孙革等(1995)将其划分为两个植物组合, 即*Pleuromeia-Annalepis*组合和*Annalepis-Scytophyllum*组合. 中国北方内陆地区早-中三叠世虽然化石分布零星, 但地层序列还基本可以建立起来, 唯早三叠世初期目前还是空白. 早三叠世直到中三叠世早期的特色陆生植物为*Pleuromeia-Voltzia*植物群, 可分为3个组合(见表3). 中三叠世晚期以后直到晚三叠世, 中国植物化石比较丰富, 且古地理和气候分区渐趋明显. 华北和西北地区为内陆温湿气候条件下的*Danaeopsis-Symopteris*(=*Bernoulia*)植物群(常称为*D-B*植物群), 而华南和滨太平洋的东北地区为热带、亚热带气候条件下的*Dictyophyllum-Clathropteris*植物群(常称为*D-C*植物群). 这一时期植物群的地理分异强, 但时间分带性并不十分显著. 根据孙革等(1995), 中国南方上三叠统划分为3个组合带(见表3). 中国北方的研究主要集中在鄂尔多斯盆地的“延长群”, 其中下部的“铜川组植物群”被认为具有中三叠世的典型特色, 因此被划分出来(中国地质科学院地质研究所, 1980). 晚三叠世的延长组植物群则一般难以做进一步划分. 邓胜徽和厉大亮(1998)还认为鄂尔多斯盆地大部分地区的延长组并未到达三叠纪最末期, 仅在西部的六盘山等少数地区有三叠纪最晚期的沉积, 并建立*Neoannularia-Neocalamites*植物组合, 代表中国北方三叠系最高的植物化石组合面貌.

与植物受气候和地理区系控制一样, 中国三叠纪的孢粉化石组合面貌也存在明显的南、北方差异, 其分界线在昆仑山-秦岭一线. 表3列举了中国三叠纪南、北地区基本的孢粉地层框架. 北方区的早-中三叠

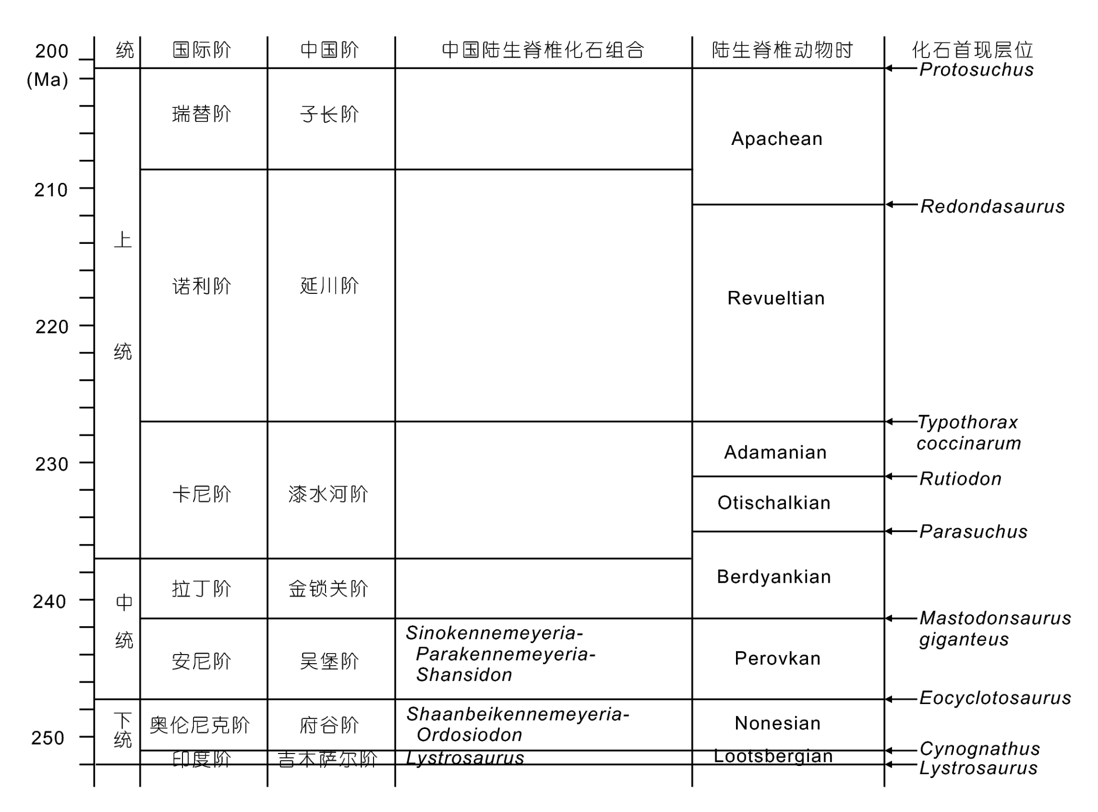


图 4　三叠纪陆生脊椎动物时划分及其年代对比

国际陆生脊椎动物时及其标志据Lucas(2010)

世孢粉序列主要依据曲立范等(1983)划分为4个组合, 其中第一个*Lundbladispora-Lunatisporites*(=*Taeniaesporites*)孢粉组合在华北只产于刘家沟组, 在准噶尔盆地产于锅底坑组顶部, 并共生有二叠纪常见的*Limatulasporites*(Ouyang和Norris, 1999). 北方区的上三叠统, 按照尚玉珂(1998)包括2个组合: *Duplexisporites-Parataeniaesporites*组合和*Artrisporites-Cycadopites*组合. 根据邓胜徽和厉大亮(1998), 鄂尔多斯盆地西部还存在一个三叠系最顶部的*Aratrisporites scabratus-Lunatisporites-Chasmatosporites*孢粉组合. 在中国南方, 下-中三叠统以海相沉积为主, 孢粉化石研究较少. 其中, 早三叠世的孢粉研究主要来自西南地区的卡以头组, 欧阳舒(1986)建立*Aratrisporites-Lundbladispora*组合; 中三叠世的孢粉组合依据曲立范(1990)研究湖南的巴东组建立两个组合; 晚三叠世依据尚玉珂(1998)对中国西南地区的研究, 划分为3个组合(见表3).

在三叠纪陆相无脊椎动物中, 叶肢介和介形虫的生物地层学价值最受重视, 而且已有一定的研究基础. 尤其是近年来对二叠纪-三叠纪之交叶肢介的研究, 其不仅可以进行不同大区盆地之间的地层对比, 而且可以建立海、陆相地层之间的联系(Kozur和Weems, 2011; Scholze等, 2015, 2016; Chu等, 2016), 因此其在陆相三叠系对比研究中的地层学价值逐步引起关注. 中国三叠纪叶肢介分布非常广泛, 但已有的研究工作比较零星, 尚未能形成比较好的地层序列框架. 根据中国已有的研究基础(张文堂等, 1976; Liu, 1994; 周志炎等, 2000), 结合国际上各时期叶肢介的分布情况, 将中国三叠纪叶肢介的地层序列总结于表3. 其中, 三叠系最底部的*Euestheria gutta-Palaeolimnadiopsis*组合大致对应于煤山剖面的二叠系-三叠系界线“过渡层”, 其在黔西滇东海陆过渡相中变为*Euestheria gutta-Palaeolimnadia xuanweiensis*组合(仇鑫程等, 2016; Chu等, 2016), 其时代可能穿越了二叠系-三叠系界线. 其他下三叠统的叶肢介组合主要来自华北地区的研究, 唯*Cornia-Estheriella*组合也见于东北地区, 其可能穿越了印度阶-奥伦尼克阶界线. 中-上三叠统的组合综合了华南(包括巴东组和一平浪组)和鄂尔多斯盆地的化石材料(张文堂等, 1976; Liu, 1994). 同样, 中国三叠纪

表 3 中国陆相三叠纪生物地层序列框架[a)]

统	国际阶	中国阶	古植物 华北-西北区		古植物 华南-东北区		孢粉 北方区	孢粉 南方区	古脊椎	叶肢介	介形虫
上三叠统	瑞替阶	子长阶	*Danaeopsis-Symopteris* 植物群	*Neoannularia-Neocalamites*	*Dictyophyllum–Clathropteris* 植物群	*Ptilozamites-Anthrophyopsis*	*Aratrisporites scabratus-Lunatisporites-Chasmatosporites*	*Kyrtomisporis-Ovalipollis*	*Shuniscus*	*Euestheria brodieana*	*Darwinula gerdae-Lutkevichinella costata-Tungchuania arurita*
	诺利阶	延川阶		*Danaeopsis fecunda-Symopteris zeilleri-Thinnfeldia*		*Dictyophyllum-Cycadocarpidium*	*Artrisporites-Cycadopites*	*Aratrisporites-Lunatisporites*		*Shipingia-Euestheria*	
	卡尼阶	漆水河阶				*Abropteris-Pterophyllum longifolium*	*Duplexisporites-Parataeniaesporites*	*Micrhystridium-Zebrasporites*	*Fukangichthys*	*Euestheria-Laxitextella*	
中三叠统	拉丁阶	金锁关阶		*Danaeopsis magnifolia-Tongchuanophyllum*	*Annalepis-Scytophyllum*		*Punctatisporites-Granulatisporites gigantus-Chordasporites*	*Punctatisporites-Alisporites*		*Euestheria minuta-Howellites*	*Tungchuania hauae-T. aurita-Darwinula accuminata*
	安尼阶	吴堡阶	*Pleuromeia-Voltzia* 植物群	*Aipteris wuziwanensis-Voltzia*	*Pleuromeia-Annalepis*		*Punctatisporites-Chordasporites-Plicatipollenites*	*Aratrisporites-Triadispora*	*Sinokannemeyeria-Parakannemeyeria-Shansidon*	*Brachyestheria-Xiangxiella*	*Lutkevichinella minuta-Shensinella gaoyadiensis-Darwinula subovaliformis*
下三叠统	奥伦尼克阶	府谷阶		*Pleuromeia sternbergi-Pleurom. epicharis*	*Neuropteridium-Voltzia-Albertia*		*Lundbladispora-Verrucosisporites-Lunatisporites*		*Shaanbeikannemeyeria-Ordosiodon* *Fugusuchus*	*Magniestheria-Eosolimnadia* *Cornia-Estheriella*	*Darwinula triassiana-D. parva-D. fengfengensis*
	印度阶	吉木萨尔阶		*Pleuromeia jiaochengensis*			*Lundbladispora-Lunatisporites*	*Aratrisporites-Lundbladispora-Lunatisporites*	*Lystrosaurus*	*Leptolimnadia-Paleoleptestheria* *Euestheria gutta-Palaeolimnadiopsis*	*Darwinula rotunda-D. triassicana* *D. rotunda-D. gloria-Gerdalia minuta*
					Annalepis-Peltaspermum						

a) 根据杨遵仪等(2000)和周志炎等(2000)等综合修改和补充(详见正文介绍)

介形类虽然也分布广泛, 但系统的研究工作不多, 主要集中在新疆准噶尔盆地和华北一些地区. 根据已有的研究总结(中国地质科学院地质研究所, 1980; Pang, 1993; 周志炎等, 2000)归纳中国陆相三叠纪介形类地层序列框架如表3. 其中, 早三叠世的介形类化石组合主要依据准噶尔盆地的研究成果, 中-晚三叠世的介形类组合主要来自于华北地区的化石材料.

3.3 中国三叠纪磁性地层框架

由于在二叠系-三叠系界线国际标准的浙江长兴

煤山剖面上, 界线地层岩石重磁化十分严重, 因此一直无法建立二叠系-三叠系界线地层标准的磁极性序列. 李华梅和王俊达(1989)最早报道了煤山剖面磁性地层研究结果, 但后来刘育燕等(1999)对同一剖面的工作得出了很不相同的结果. 事实上, 先后有许多国际国内学者对该剖面进行过磁性地层研究, 但多数学者得出的结论是该地层重磁化过严重, 难以恢复其原始磁极性信号. 其中有些学者之所以也得出了一些分析结果, 可能与当时的技术手段和分析方法有关. 笔者对安徽巢湖下三叠统进行磁性地层学研究过程中也发生过同样的问题, 早期测得的磁极性数据(见童金南等, 2005)后来证明有些是重磁化的结果(见Sun等, 2009). 由此可见, 磁性地层格架的建立一般不能仅建立在单一次研究工作的基础上, 其结果不仅需要通过区域或全球对比来印证, 更需要同一地层序列的反复验证.

由于煤山剖面二叠系-三叠系界线地层磁性地层研究工作面临困难, 因此有学者尝试其他有较好生物-年代基础的二叠系-三叠系界线剖面进行磁极性补充研究. 首选剖面是四川广元上寺剖面, 它也是先前的二叠系-三叠系界线层型候选剖面之一. Heller等(1988)、Steiner等(1989)和Glen等(2009)先后报道了该剖面二叠系-三叠系界线处地层的磁极性研究结果, 虽然他们的结果在界线上、下地层中有一定的差别, 但界线处的磁极性变化比较接近, 即二叠系-三叠系界线十分接近于磁极性由反向正转换界面上, 看来可以作为一个界线磁极性划分和对比标志. 然而, 界线之上中国三叠纪磁性地层工作不多, Heller等(1988)在上寺剖面的工作未超出印度阶. Steiner等(1989)在重庆合川剖面的工作包括了整个飞仙关组和大部分嘉陵江组, 因此应该几乎包括了整个下三叠统. 遗憾的是, 由于分析剖面缺少比较精确的生物-年代控制, 因此难以独立依据其建立精确的磁性地层框架. 不过, 其磁性地层序列对于我们参考建立完整的早三叠世磁极性带还是非常重要的. 当前华南有两条剖面下-中三叠统生物-年代地层基础性工作比较完整, 并有磁性地层研究. 一是安徽的巢湖剖面, 另一是贵州的关刀剖面. Sun等(2009)发表了巢湖剖面印度阶的磁极性研究结果, 虽然部分样品遭受强烈的重磁化, 但仍有部分样品可以获得原始剩磁, 因此可以大致恢复其磁性地层序列. 最近Li等(2016)在发表巢湖剖面旋回地层研究结果中列举了奥伦尼克阶Spathian亚阶的磁性地层分析结果, 由于该剖面有良好的生物地层控制, 因此其年代地层对比关系是清楚的. 只是上述两项巢湖剖面早三叠世磁性地层研究结果中间缺失奥伦尼克阶Smithian亚阶的磁极性研究. Lehrmann等(2006, 2015)论文中列举了贵州罗甸关刀剖面从下三叠统到上三叠系卡尼阶下部的磁性地层研究结果. 由于该剖面位于碳酸盐台地前缘斜坡相区, 周期性地沉积有滑塌角砾岩地层, 因此部分层段磁极性记录不连续. 同时, 该剖面二叠纪-三叠纪之交地层为页岩, 也未能进行磁极性分析工作. 不过, 该剖面是当前中国三叠纪磁性地层研究跨越地层时段最长, 并有比较好生物-年代控制的剖面, 因此可将其作为中国三叠纪磁性地层序列框架建立的主要参考剖面. 此外, Zhang等(2015)报道了贵州上三叠统下部卡尼阶部分层段的磁极性研究结果, 但因其研究层段有限, 而且生物地层控制需要补充研究, 因此尚难独立构建该层段的磁性地层框架, 但仍可以作为对比参考.

Hounslow和Muttoni(2010)对全球三叠纪磁性地层研究结果进行了很好的总结, 并提出一个比较系统的三叠纪生物-磁性地层序列, 这对于指导以后的磁性地层研究具有重要的参考价值. 其中他们的早三叠世生物-磁性地层序列重点参考的是中国的研究结果, 因为中国的早三叠世生物-年代地层学研究基础最好. 通过比较该生物-磁性地层序列与中国现有的工作成果, 可以发现其磁性地层序列基本一致, 但生物-年代地层划分和对比上存在一些问题, 因此本文进行了部分校正(图5).

由于Hounslow和Muttoni(2010)的总结工作在Lehrmann等(2015)发表完整的关刀剖面早-中三叠世磁极性分析结果之前, 因此他们在总结中三叠世生物-磁性地层序列时未能全部包含关刀剖面的磁性地层资料, 不过他们参考了Huang和Opdyke(2000)关于湘西鄂西巴东组的磁性地层分析数据. 只是当前中国中-晚三叠世生物-磁性地层联合研究工作还很少, 尚未能建立完整的磁性地层序列, 因此, 本文将依据Hounslow和Muttoni(2010)的总结的磁性地层序列, 根据关刀剖面的生物地层研究结果, 对其进行少许生物-年代校正(图5), 但确切的年代对比关系还待以后进一步研究.

中国晚三叠世生物-磁性地层研究工作基本上还是空白, 虽然最近Zhang等(2015)和Li等(2017)以地层旋回分析与磁极性分析相结合的手段分别对贵州和四川晚三叠世早期和晚期地层进行了前沿性的研究, 但

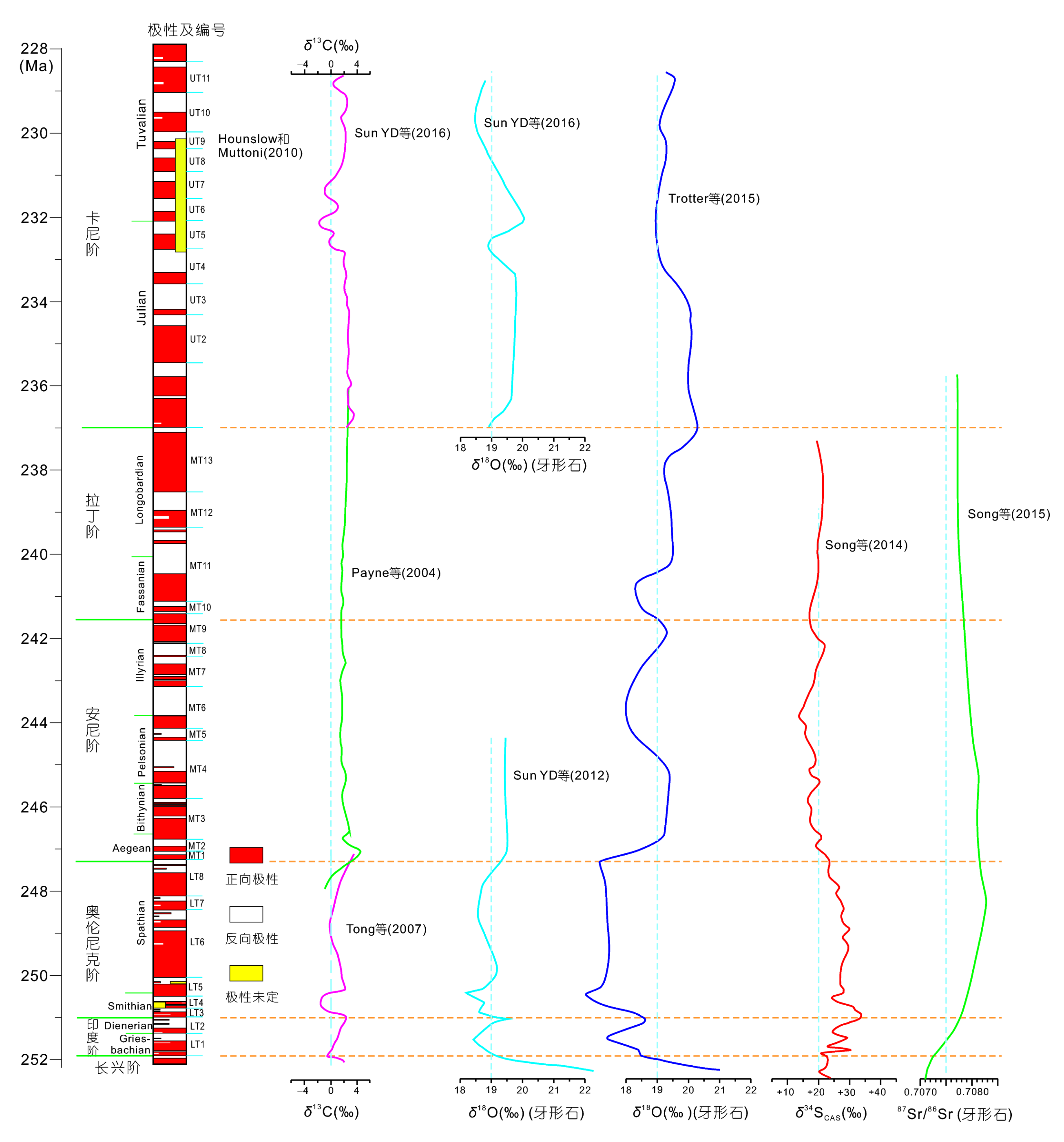


图 5　中国三叠纪磁性地层和化学地层综合框架

由于在生物-年代框架上尚难确定, 因此暂时还不能依此建立生物-磁性地层序列. 本文暂引用Hounslow和Muttoni(2010)关于卡尼阶的磁性地层序列并进行了少量年代修改. 此外, 邹光富等(2006)报道了西藏土隆剖面一个比较连续的三叠纪磁极性地层序列, 但由于未提供具有区域或全球对比能力的生物-年代地层格架, 因此暂未能作为本文建立三叠纪磁性地层框架的基础. 在中国北方和新疆陆相三叠纪地层中也有一些很好的磁性地层研究成果(如马醒华等, 1992; 苏朴等, 2001; 李永安等, 2003, 2004), 但由于其与(海相)国际

标准生物-年代地层间的对比格架未能建立, 因此尚难应用于本磁性地层框架之中.

3.4 中国三叠纪化学地层框架

在中国三叠纪地层研究中, 一些化学元素的同位素分布和异常演变事件也有重要的地层学价值, 其中尤以碳酸盐岩的碳同位素在地层学研究中得以较好应用, 氧和锶同位素可能是连接海陆相地层对比的桥梁, 但目前的研究工作还比较有限.

陈锦石等(1984)最早发现, 在煤山剖面上碳同位素在二叠纪-三叠纪之交发生了显著而强烈负向偏移. 随后, 徐道一等(Xu等, 1986)发现煤山和上寺剖面二叠系-三叠系界线附近碳同位素强烈负偏并达到极值, 因而提出其可以作为界线的指示标志. 此后, 世界各国学者也在各地同期地层中都发现了类似的碳同位素演变特征, 虽然在各个地区和不同学者的研究结果不尽相同, 而且对其负偏的形式认识不一(参见Korte和Kozur, 2010的总结), 但一般认为, 这种碳同位素强烈负偏特征是可以作为二叠系-三叠系界线识别和对比的可靠辅助标志. Tong等(2007)通过对中国南方多个古地理区域有良好生物-年代地层控制的下三叠统剖面进行了系统的碳同位素研究, 发现早三叠世碳同位素演变具有普遍一致的规律, 而这种规律性可以很好地作为地层学对比研究的工具. 然而, 区域对比研究表明, 早三叠世碳同位素的演变型式与沉积古地理有明显的关系, 碳酸盐台地相区的碳同位素值明显高于盆地相区. 不过, 虽然各区域碳同位素组成的绝对量值不一样, 但它们在时间上演变趋势是一致的, 即各同位素演变漂移的方向和各峰值的位置是一致的, 因此它们可以作为区域地层对比的有效工具(Tong等, 2007).

目前在早三叠世碳同位素演变曲线中可以明确识别出来具有地层划分和对比意义的是, 各层段曲线的走向基本是一致的, 同时, 曲线上的一些(异常)峰值可以作为精确对比的控制点. 例如二叠系-三叠系界线处, 其最低峰值位于煤山剖面24e~25层, 稍低于三叠系底界(图1); 印度阶-奥伦尼克阶界线处, 其最高峰值位于巢湖平顶山西剖面25~24亚层, 稍高于奥伦尼克阶底界(图3); 奥伦尼克阶内Smithian-Spathian亚阶交界处, 其最高峰值位于Spathian亚阶近底部(图5), 而事实上在建议作为Spathian亚阶底界GSSP的巢湖平顶山西剖面上, 该界线正好位于碳同位素急速正向漂移段的中部(穿越0值处)(梁丹等, 2011).

中三叠世的碳同位素演变研究主要来自关刀剖面. 从关刀剖面中三叠世碳同位素的演变情况来看, 在早-中三叠世之交有一次碳同位素的强烈正向偏移, 并在中三叠统底部Aegean中部达到正向峰值. 但在Aegean上部又快速下降, 并从Bithynian开始一段比较长时期稳定于+2‰附近. 从安尼阶近顶部以后, 穿过整个拉丁阶, 直到卡尼阶下部, 碳同位素呈平稳和极其缓慢的上升, 但整个升幅也就大约1‰左右(图5). 因此, 从关刀剖面揭示的碳同位素演变来看, 整个中三叠世除底部有一强烈的正向峰值外, 其它层段没有明显的波动性变化, 因此其未能提供特征性的可进行地层划分对比信息. 中国上三叠统碳同位素的研究仅见Sun Y D等(2016)对贵州西南部卡尼期的报道, 其碳同位素分布总体平稳, 唯在卡尼阶中部出现显著波动(图5), 被认为与中卡尼期极端气候事件有关, 因此应该可以作为地层对比的标志. 此外, 从Sun Y D等(2016)发表的碳同位素曲线来看, 在卡尼阶底部和近顶部的碳同位素也有一些波动, 但其是否有地层学意义需要进一步研究.

一般认为碳酸盐岩的氧同位素受成岩改造作用显著而在地层学研究中不能使用, 但近年来有学者已经能够从极其微小的牙形石样品中检测出其中磷酸盐格架中的氧同位素, 并且认为该氧同位素能够反映当时古海水的氧同位素组成, 因而用来进行古海水温度的研究. 最早关于三叠纪牙形石氧同位素的成功探索研究是Joachimski等(2012)采用IRMS技术对煤山和上寺剖面二叠纪-三叠纪之交牙形石的研究, 并发现二叠纪最末期δ^{18}O突然下降了2‰, 换算成古温度表明, 当时低纬度古海洋表层水快速升温达8℃. 最近, Chen J等(2016)采用SIMS方法(可以进行激光原位微区分析)分析了华南4条剖面二叠系-三叠系界线附近的牙形石样品, 得到了类似的结果, 表明牙形石氧同位素方法具有进行化学地层学研究的潜力. 不过, 当前进行三叠纪牙形石氧同位素地层学研究工作尚未大范围展开, 目前能够作为其工作参考标志的是Sun Y D等(2012)建立的早-中三叠世牙形石氧同位素曲线, 以及Sun Y D等(2016)关于晚三叠世卡尼期的研究结果, 但是还缺少安尼阶上部和拉丁阶的研究数据(图5). Trotter等(2015)综合总结了一条三叠纪牙形石氧同位素曲线, 被认为代表了三叠纪特提斯亚热带表层海水温度的演

变历程(图5). 从该曲线看, 其演变特征非常明显, 具有重要地层学参考价值. 华南已有的部分工作可与其对比, 但也有一些显著的差别, 表明该曲线还需要在以后的工作积累中进行修正和完善. 由于该曲线明确指示了气温的变化, 因此其也可以作为海、陆相地层对比研究的参照标志.

在中国三叠纪化学地层学研究中, 其他有系统性研究并可能具有地层学价值的元素同位素还包括锶(Sr)和硫(S). 由于海水及海洋沉积物中锶的同位素组成($^{87}Sr/^{86}Sr$)与当时陆地风化作用有直接关系, 因此地层中锶同位素记录可以作为陆地气候环境和植被演变的重要指标. 大量研究表明, 与二叠纪末的大灭绝同时发生了陆地生态系统崩溃, 陆地风化作用急速加剧, 从而导致海水和海洋沉积物中锶同位素组成($^{87}Sr/^{86}Sr$)显著增加, 而这一增加过程直到早三叠世末-中三叠世初随着生物的复苏和植被的恢复才得以停止(Korte等, 2003; Song H J等, 2015). 目前中国三叠纪锶同位素地层学工作主要集中于四川东部地区的下-中三叠统碳酸盐岩研究(如胡作维等, 2008; 黄思静等, 2011), 得到的锶同位素($^{87}Sr/^{86}Sr$)演变曲线与国际其他地区的研究结果非常相似. 即锶同位素值快速上升穿越二叠系-三叠系界线, 并在早三叠世一直保持快速上升, 直到早-中三叠世之交达到峰值. 然后在中三叠世明显下降, 但仍远高于二叠纪-三叠纪之交的水平. 只是由于没有严格的生物-年代地层控制, 目前还不能明确地将其作为中国早三叠世锶同位素地层框架, 尤其是其下-中三叠统界线位置的标定还需要进一步研究. 此外, 肖加飞等(2009)研究了贵州南部"大贵州滩"地区二叠系-三叠系界线附近的碳酸盐岩锶同位素组成, 发现其在二叠纪-三叠纪之交的演变过程与其他地区明显不一致. 他们认为这是由于该孤立岩隆区沉积物受陆源风化物影响较小的原因. 这也说明沉积岩中的锶同位素组成与当时海水中的锶同位素可能还是有差别. 最近, Song H J等(2015)报道了来自华南几条经典剖面早-中三叠世牙形石化石骨骼中锶同位素分析的结果, 得到了一个比较完整的早-中三叠世海水锶同位素组成曲线(见图5). 该研究结果不仅与Korte等(2003)及早期学者依据牙形石和腕足类化石的研究数据一致, 而且曲线更加完整, 并有很好的生物-年代地层控制, 因此可以作为中国的三叠纪锶同位素地层框架. 不过, 它看起来与碳酸盐岩的锶同位素曲线还稍有不同(如胡作维等, 2008; 黄思静等, 2011), 其可能与后者的年代地层控制研究不足有关, 也可能反映了海水和沉积物中锶同位素分布的差别. 此外, 该曲线在地层学应用中还有一个天然缺陷是, 整个演变过程比较平缓, 没有特征性的重大突变拐点, 因此难以作为地层划分对比的精确标志, 这可能与锶在海水中的滞留时间比较长有关.

中国三叠纪硫同位素已有不少探索性研究, 但目前还难以建立一个系统的地层学框架. 一方面是由于地层中硫元素的赋存形式十分复杂, 其代表的地质环境意义差别很大. 另一方面, 研究工作比较分散, 缺乏系统性. 已有成果主要集中在两个方面, 其一是以四川盆地早-中三叠世蒸发沉积为代表的硫酸盐中硫同位素的研究, 大部分结果与最近Bernasconi等(2017)总结的国际三叠纪蒸发岩硫同位素分布曲线基本一致, 因此应该具有很好的同位素地层学意义. 只是当前中国的工作还比较零散, 缺乏系统性, 因此需要以后有针对性地补充和总结. 其二是围绕二叠纪-三叠纪重大灭绝-复苏事件和过程展开的硫同位素研究, 目的主要是探索当时海洋的氧化还原(硫化)状态及其演变过程, 包括黄铁矿硫和碳酸盐晶格硫(CAS)的同位素研究. 目前对黄铁矿硫同位素的研究主要集中于二叠系-三叠系界线附近(如姜尧发等, 2006), 而且初步研究结果表明, 在不同剖面上其演变形式有明显的差别, 难以总结其规律性, 可能受区域地质背景影响更大(Nabbefeld等, 2010). 当前涵盖较长地层序列的硫同位素研究是Song H Y等(2014)发表的早-中三叠世CAS硫同位素曲线(图5). 该曲线展示了一些比较明确的变化, 而且与碳和氧同位素的演变过程似乎存在一定的关联. 由于CAS硫同位素重点反映的是当时海洋沉积水体的氧化还原及硫化状态, 因此其与碳和氧同位素之间的联系应该是可以挖掘的. 但由于硫同位素的分析技术(前处理)比较复杂, 目前工作积累还比较有限, 因此其确切的地层学价值还有待进一步发掘和评估.

总体来看, 三叠纪化学地层学研究方面, 目前基础比较好, 且已经在实践应用中得以检验的是碳酸盐岩碳同位素地层学, 其他方面的化学地层学工作都还需要进一步探索和论证. 另一方面, 当前三叠纪化学地层学研究工作还主要集中于海相地层中, 尤其下-中三叠统中实践性探索比较多, 而在陆相地层研究中还很少涉及. 此外, 中国三叠纪化学地层学研究方法主要是以二叠纪-三叠纪之交重大生物和环境演变事件研

究的副产品而发展起来的, 其对中国乃至国际三叠纪地层学研究起到了积极的推动作用. 事实上, 在国际年代地层界线层型的研究中, 除要求第一年代标志主要是为化石外, 通常还需要提出一定的化学地层标志作为辅助. 因此化学地层学方法在年代地层学研究中逐步得到更多重视, 尤其是一些新的技术手段的应用和新理论思想的突破, 该方法有望在未来得到更快的发展.

3.5 中国三叠纪岩石地层对比框架

中国三叠纪由于构造-沉积古地理的分异, 地层序列大致可区分为3大区域. 其中北部地区为陆相沉积序列, 南部地区(包括青藏高原主体)的三叠系主体为下海上陆的地层序列, 藏南(喜马拉雅)地区则为海相沉积序列. 因此各地区沉积岩石地层分异很大, 确切的地层对比十分困难. 本文根据前述生物-环境(化学)-年代地层标志, 对各大区的主要有代表性的岩石地层序列, 综合出一个基本的和初步的岩石地层对比框架(图6), 供以后进一步研究和实践参考.

中国北方陆相地层主要分布于华北(包括鄂尔多斯)、准噶尔(包括吐-哈地区)和塔里木3个大型的内陆河湖相沉积盆地及内蒙和东北地区一些小型山间盆地, 沉积序列以下部干旱-半干旱红层、上部温湿产煤为特色, 以陕西铜川的石川河剖面(孙家沟组-和尚沟组)和漆水河剖面(二马营组-瓦窑堡组)最有代表性. 与海相地层的对比研究表明, 下三叠统吉木萨尔阶(印度阶)底界位于孙家沟组中-上部, 府谷阶(奥伦尼克阶)底界位于刘家沟组中-上部; 中三叠统吴堡阶(安尼阶)底界位于二马营组下部, 金锁关阶(拉丁阶)底界位于铜川组二段底部; 上三叠统漆水河阶(卡尼阶)底界位于铜川组上部, 但延川阶(诺利阶)和子长阶(瑞替阶)底界尚难确定. 岩石地层方面, 下三叠统孙家沟组中-上部为河湖相紫红色泥质粉砂岩和中薄层砂-泥岩旋回及灰-泥岩旋回; 刘家沟组是一套滨湖-河流相砂质为主的沉积组合; 而和尚沟组则为以湖相泥质沉积岩为主, 均为干热气候条件下的沉积产物, 发育多层钙质结核. 中三叠统二马营组仍为干热气候条件下的河湖相砂泥质沉积, 亦含有的多层钙质结核, 但脊椎动物和植物化石已经丰富, 并在上部出现黑页岩夹层及薄的煤线, 表明气候环境逐渐转变为温湿. 铜川组为一套温暖湿润气候条件下的内陆河湖相为主的细碎屑沉积, 下部砂岩较多, 上部主体为灰黑、灰绿色页岩、油页岩及粉砂质泥岩, 生物化石丰富, 产*D-B*植物群. 上三叠统永坪组为温湿气候条件下河湖相砂泥质沉积组合; 瓦窑堡组则为湖沼相煤系地层, 亦产*D-B*植物群, 与上覆侏罗系富县组平行不整合接触. 准噶尔盆地和塔里木盆地三叠纪沉积序列与华北盆地经受同样的气候环境条件控制, 因此形成的地层序列基本一致, 只是受陆源区的分割和盆地构造条件的差异, 因而沉积碎屑组分和地层结构不同而采用了不同的地层名称. 而东北部地区则主要为一些小型的山间盆地或构造断陷盆地堆积物, 常夹有大量火山沉积物.

中国南方三叠系主体为下海上陆的格局, 只是各地区海-陆相转变的层位有所差别, 总体上是从东往西转变层位上升. 在岩性分异上与陆-盆分布格局密切相关, 即从古陆边缘向深水盆地, 由滨岸碎屑岩向浅海碳酸盐岩和深水灰泥质岩或浊积岩逐渐过渡. (1) 东南部的华夏古陆边缘最有代表性的是闽西南地区, 其下三叠统为滨岸碎屑岩相溪口组和溪尾组, 中三叠统率先转变为海陆过渡相安仁组, 上三叠统河湖相大坑组和湖沼相文宾山组则不断向古陆区超覆. (2) 下扬子地区, 下三叠统为一缓坡碳酸盐台地相沉积序列, 从下往上依次由泥质岩相过渡为碳酸盐岩相, 包括殷坑组、和龙山组和南陵湖组, 但这3个组在空间上具有明显的穿时性. 印度阶的底界在浙江煤山GSSP剖面上位于殷坑组近底部(图1), 该年代地层界线层位与岩石地层单位之间的关系在区域上也比较稳定, 可以通过二叠系-三叠系界线“过渡层”进行追索对比(甚至可以对比到其他沉积相区, 如Peng等, 2001; 童金南等, 2014). 而奥伦尼克阶(巢湖阶)的底界则与岩石地层单位之间的对比关系变化很大, 安徽巢湖地区它位于殷坑组中部, 而在煤山剖面上则相变为和龙山组上部(Tong等, 2001). 中三叠统由下部的蒸发碳酸盐岩相东马鞍山组, 经海陆过渡相的月山组, 演变为陆相中统上部的铜头尖组和上统拉犁尖组. (3) 华南西部康滇古陆东缘的下三叠统下部, 从滇东北经上扬子川黔地区到中扬子重庆湖北等地, 逐步由陆相-滨岸粗碎屑岩相的卡以头组+东川组, 经细碎屑岩相的飞仙关组和浅海碎屑岩与碳酸盐岩混合的夜郎组, 转变为碳酸盐岩相的大冶组. 但下统上部普遍为浅海相碳酸盐岩相嘉陵江组超覆, 唯在靠近古陆边缘地区夹有较多泥质碎屑岩而称为永宁镇组. 中三叠统则为更广泛的碳酸盐岩

年代地层系统			中国北方			中国南方（含青藏地区）								藏南地区
国际	中国海相	中国陆相	鄂尔多斯	准噶尔	塔里木	下扬子	上扬子	黔西滇东	南盘江	闽西南	南祁连	滇西保山	藏东江达	喜马拉雅
侏罗系		永丰阶	富县组	八道湾组	阿合组	象山组	白田坝组	自流井组		梨山组	大西沟组	孟戛组	察雅群	格米格组
上三叠统 诺利阶	佩枯错阶	子长阶	瓦窑堡组	郝家沟组	塔里奇克组	拉犁尖组	须家河组	二桥组		文宾山组	尕勒得寺组		巴贡组	德日荣组
上三叠统 瑞替阶	佩枯错阶	延川阶	永坪组	黄山街组	黄山街组	拉犁尖组	小水塘组	火把冲组；把南组		大坑组	尕勒得寺组	湾甸坝组	波里拉组	曲龙共巴组；达沙龙组
上三叠统 卡尼阶	亚智梁阶	漆水河阶	永坪组	黄山街组	黄山街组	拉犁尖组	马鞍塘组	法郎组	边阳组	大坑组	阿塔寺组	南梳坝组；牛喝塘组	洞卡组；公也弄组	札木热组
中三叠统 拉丁阶	新铺阶	金锁关阶	铜川组	克拉玛依组	克拉玛依组	铜头尖组；月山组	天井山组	杨柳井组	边阳组	安仁组			东独组	赖布西组
中三叠统 安尼阶	关刀阶	吴堡阶	二马营组	克拉玛依组	克拉玛依组	东马鞍山组	雷口坡组	关岭组	新苑组	安仁组	郡子河组	河湾街组	瓦拉寺组	赖布西组
下三叠统 奥伦尼克阶	巢湖阶	府谷阶	和尚沟组	烧房沟组	俄霍布拉克群	南陵湖组；和龙山组	嘉陵江组	永宁镇组	紫云组	溪尾组	江河组	明朗组	色容寺组	康沙热组
下三叠统 印度阶	印度阶	吉木萨尔阶	刘家沟组	韭菜园组	俄霍布拉克群	殷坑组	飞仙关组	东川组；卡以头组	罗楼组	溪口组	下环仓组	巴尾组	普水桥组	康沙热组
二叠系	长兴阶		孙家沟组	锅底坑组	二叠系	长兴组	大隆组	宣威组	大隆组	罗坑组	忠什公组	沙子坡组	古生界	色龙群

图 6　中国各大区域三叠纪岩石地层对比框架

据杨遵仪等(2000)和童金南(2005)整理和修订

相所覆盖，但其在中扬子地区逐步转为海陆过渡相而含有较多碎屑岩夹层称为巴东组，而在上扬子地区变为闭塞盆地而有较多蒸发岩夹层(四川盆地包括雷口坡组+天井山组，滇黔地区包括关岭组+杨柳井组). 上三叠统在中-上扬子地区主体转变为陆地，唯在川西北龙门山地区和黔西南地区仍发育有上统下部的海相地层，总体上表现为由碳酸盐岩相向碎屑岩相的过渡演变，包括龙门山地区的马鞍山组+小水塘组，黔西南的法朗组+把南组. 上统上部则全部转变为湖沼相含煤地层，且范围扩展，含典型湿热气候条件下的*Dictyophyllum-Clathropteris*(*D-C*)植物群，在中-上扬子地区称为须家河组，在滇黔地区为火把冲组+二桥组. (4) 由康滇古陆往东南方向，经滇东南和黔西南向桂西右江地区，早-中三叠世为一套台-坡-盆沉积体系. 其中，台地相是上扬子碳酸盐台地的一部分，其地层序列与上扬子地区基本一致. 而台缘斜坡-盆地相代表性地层序列分别为：下三叠统罗楼组+紫云组(斜坡-盆地相)和石炮组(浊积盆地相)；中三叠统下部青岩组(斜坡相)、新苑组(盆地相)和许满组或百逢组(浊积盆地相)；中三叠统上部边阳组或兰木组. 黔南台缘斜坡相的贵州关刀剖面是华南中三叠统代表性剖面，因为它是中国海相中三叠统两个阶的层型剖面. 层型剖面上，关刀阶(安尼阶)的底界稍低于岩石地层单位青岩组或关岭组和新苑组的底界，但新铺阶(拉丁阶)底界与岩石地层单位之间的关系尚无研究. 本区域未保存边阳组及兰木组之上的上三叠统. (5) 康滇古陆的西侧的三叠系，同样也呈现沉积相带分异，但相带窄，变化快. 例如，近古陆的盐源地区下三叠统青天堡组主体为滨-浅海火山碎屑堆积，而远离古陆的丽江-中甸地区泸沽湖组+腊美组则为稳定的浅海碎屑岩和碳酸盐沉积组合. 中三叠统在盐源地区，下部盐塘组以碎屑沉积为主，上部白山组为碳酸盐泻湖相；而丽江-鹤庆地区主体为浅海碳酸盐沉积的余六村组+北衙组. 但是，上三叠统显著向古陆核心区超覆，且下部为海相，上部全部转为陆相，并含*D-C*植物群，典型地层序列如丽江地区的中窝组+松桂组(海相)和干海子组-舍资组(陆相

含煤).

青藏高原地区的三叠系除藏南喜马拉雅地区外，主体是一系列受构造控制、相间排列，并在不同程度上受到区域构造改造的复杂地层序列. (1) 北部的秦岭-昆仑地区, 地层和生物群具有华南扬子区与北方大陆边缘区的过渡特点. 代表性地层序列如南祁连地区, 下三叠统及中三叠统下部为正常海相沉积(下环仓组+江河组+郡子河组), 地层序列和生物面貌与东部秦岭地区和扬子地区类似, 具有特提斯区的特点. 而与印支运动相一致的是，本区在中三叠世晚期抬升并隆起剥蚀，从而缺失了中三叠统上部地层. 晚三叠世开始接受海陆过渡相沉积阿塔寺组，随后转变为含*D-B*植物群陆相沉积(尕勒得寺组)，表明已经融入北方大区生物和沉积体系. 其南侧的东昆仑山南坡，三叠纪地层序列与南祁连相似. 其下-中三叠统为海相含特提斯型生物群地层, 包括洪水川组+闹仓坚沟组+希里可特组; 中三叠世末发生抬升, 并缺失晚三叠世早期沉积; 晚三叠世中晚期转为陆相, 但含*D-C*植物群, 因而与中国南方更加相似. (2) 南部的西藏-滇西地区, 三叠纪时期为特提斯多岛洋中孤立北漂的小块体. 早期为构造活动型海相沉积，但在中晚期与北方大陆拼合转变为海陆过渡相地层，各地地层序列差异很大. 如以藏东江达地区为代表的三叠纪构造活动型沉积序列，不仅地层结构复杂，而且沉积厚度巨大. 其下三叠统下部普水桥组为火山凝灰质沉积建造，上部色容寺组则为灰岩夹碎屑岩沉积. 而中统下部瓦拉寺组又为巨厚的活动型火山复理石沉积建造，但中统上部东独组和上统下部公也弄组、洞卡组和波里拉组则逐步转变为较稳定型碎屑岩和碳酸盐相沉积. 上统上部的巴贡组虽然过渡为滨岸湖沼相含煤沉积, 但地层厚度达1800m. 到滇西保山地区，下三叠统为稳定台地碳酸盐沉积(巴尾组和明朗组)，并直到中三叠统早期保持为稳定型碳酸盐相(河湾街组). 但随后上升为陆而缺失中统上部地层，但在晚三叠世早期转变为陆相基性火山喷发沉积序列(牛喝塘组)，并先后被活动型碎屑岩-碳酸盐岩混合复理石相的南梳坝组和碎屑复理石相的湾甸坝组所超覆. 在晚三叠世晚期再度隆升, 直到中侏罗世才再次接受沉积.

在西藏南部喜马拉雅地区，其北侧沿雅江缝合带有一狭窄的带状区域，为北喜马拉雅活动型沉积区，其三叠系为厚度巨大砂泥质火山碎屑沉积. 但本区域三叠系的主体是，与印度次大陆一体位于冈瓦纳大陆北缘的稳定型浅海相碳酸盐岩沉积序列. 代表性剖面是聂拉木土隆剖面，其下三叠统康沙热组主体为灰岩夹页岩, 菊石化石丰富, 保存良好, 地层厚度仅110m左右. 中统赖布西组也由灰岩和泥岩组成, 产丰富的菊石和双壳类化石，厚约260m. 上统包括扎木热组、达沙龙组、曲龙共巴组和德日荣组，它是中国海相上三叠统的建阶层型剖面. 下部亚智梁阶(卡尼阶)底界位于扎木热组下部，上部佩枯错阶(诺利阶+瑞替阶)底界大致位于达沙龙组底部. 其中扎木热组为生物碎屑灰岩和钙质砂页岩，达沙龙组为砂质灰岩和页岩，曲龙共巴组为砂质泥岩夹灰岩和砂岩，德日荣组主体为石英砂岩夹少量砂质灰岩和白云岩. 由于上部地层以砂岩为主, 化石稀少, 因此年代地层位置难以确定, 与侏罗系的分界也不清楚. 但阴家润(2005)报道在邻近的聂拉木拉弄拉地区的格米格组中发现有三叠系最顶部的菊石*Choristoceras marshi*带，且与侏罗系底部菊石带连续过渡，因此本处三叠系与侏罗系是连续的，只是在剖面上不能直接观察到其与德日荣组的接触关系.

4　结论和问题讨论

4.1　三叠纪年代地层系统及中国建阶

近年来国际三叠纪年代地层学研究工作，尤其是GSSP的工作进展比较缓慢. 其主要原因，一方面是由于三叠纪地层记录比较复杂, 全球可对比性差; 另一方面是不同专家学者之间意见分歧比较大，难以形成共识. 相对来说，早-中三叠世年代地层研究较好，但目前还只有印度阶的GSSP确定下来. 该GSSP虽然建立在中国，但在世界范围内都得到了非常好的应用. 而中-上三叠统的拉丁阶和卡尼阶的GSSP虽然都已经确定, 但它们的首选定义标志在中国都没有发现, 尤其是拉丁阶在中国几乎不可用. 下三叠统奥伦尼克阶和中三叠统安尼阶的底界在中国都有非常好的研究，并具备竞争GSSP的实力. 上三叠统另外两个阶，即诺利阶和瑞替阶研究起步稍晚, 当前也有重要进展, 只是中国这一时期的客观地质记录欠缺, 估计应用较难. 鉴于国际年代地层研究工作面临的困难, 尤其是GSSP工作的滞后，中国学者根据中国的地质记录资料提出了中国年代地层建阶方案，不仅对中国区域地层学及相关研究工作是一个很好的补救措施，而且有利于推动国际

年代地层学研究工作的发展. 但考虑到年代地层是以地质时间为依据建立的地层系统, 而国际年代地层系统应该涵盖了所有地方性年代地层系统, 因此中国年代地层系统也应该与国际年代地层系统在时间定义上统一起来. 也正是其于这一科学理念, 中国三叠纪年代地层建阶系统也采取的是与国际年代地层系统对应的方案, 即虽然名称不同, 但时间含义是一样的. 这一理念也贯穿于本文整个写作过程中.

"阶"是年代地层系统的最基本单元. 目前"阶"的建立是在地质时间的理念下以某一最具有时间意义的非时间标志来进行定义的. 由于生物具有演化的前进性和阶段性, 以及进化的不可逆性, 因此被认为是最佳的地质时间替代标志, 因此已有的GSSP绝大多数是以某一化石生物的新生事件(FAD)作为定义的. 由于各类生物的属性不同, 因此其时间含义存在差别, 这也是当前未确定或已确定GSSP发生分歧的最主要原因之一. 这样看来, 以中国的客观地质记录建立的年代地层标准, 不仅可以为中国相关地质研究工作提供支撑, 而且如果建立了与国际年代地层之间的对比关系, 也可以很好地作为国际的补充. 甚至如果优于国际标志, 就可以完善或者取代国际标准. 这对于三叠系尤其重要, 因为中国的三叠纪地层结构类型是国际上少有的复杂多样, 如果能够做好中国三叠纪年代地层标准, 对于国际年代地层学研究将具有十分重要的启示或推动作用. 只是当前在中国开展有针对性的三叠纪年代地层研究还十分有限, 尤其在地质结构复杂或生物地质记录揭示面临困难的地区和层段, 年代地层学研究还很少, 值得开展探索.

中国从三叠纪开始, 陆相地层占据面积逐步超过海相, 因此当前海相地层建阶工作尚未完善的前提下, 提出同时建立地方性的陆相年代地层"阶"应该也是值得考虑的办法. 这与"中国阶"与"国际阶"的关系一样, 对于相关年代地层学工作是有推动作用的.

4.2　三叠纪年代地层对比及生物-环境-年代地层研究

地层划分和对比是地层学研究工作的核心. 当前年代地层学研究中由于没有可以直接使用的绝对时间代用指标, 而普遍接受的第一时间标志是生物化石, 因此生物地层成为年代地层学研究的首选参考. 然而, 生物化石并不真正具有确切的时间含义, 它提供的只是一个相对时间概念, 因此放射性同位素测年及其他可以进行绝对时间标定的技术和手段, 通常被用来对生物地层进行绝对时间限定, 从而构成年代地层划分和对比的重要基础. 例如, 严格来讲, 物种形成后的迁移是需要时间的, 因而同一生物在不同地区的出现一般是不同时的. 以三叠系中研究基础最好的二叠系-三叠系界线为例, 煤山剖面牙形石*Hindeodus parvus*的FAD是该界线GSSP的定义; 在四川上寺剖面上, 已经查明*H. parvus*的最低产出层位(FO)要高于三叠系底界大约2m(Jiang等, 2011); 而在贵州六枝中寨剖面上, *H. parvus*的FO又低于三叠系底界(Zhang等, 2014; Yuan等, 2015). 同样地, 由于生物的生存是受环境因素控制的, 因此其跨沉积相区地层对比的能力也是有限的. 虽然目前已经获得一些海陆相地层之间对比的生物途径(如Chu等, 2016), 但确切的年代地层对比还远未能实现. 而放射性同位素测年手段在年代地层学研究中受制约的因素就更多, 且不说其测年结果的数据精度, 更重要是能够提供测年素材(如同沉积形成锆石等)不具有普遍适用性和可行性, 因此不可能作为年代地层学研究常规手段和依据. 不过, 近年来的研究表明, 一些重要的环境事件及其所留下的地层记录标志, 已经成为年代地层学研究的有效手段. 通过生物地层与环境事件相结合的方法, 就能够实现年代地层学的目标. 其中二叠系-三叠系界线是生物-环境-年代地层学研究最成功的实例之一, 其在中国南方早三叠世年代地层学研究中已得以很好应用(童金南等, 2014).

中国三叠纪生物地层序列中, 以牙形石生物地层研究最为深入, 其中下三叠统基本可以作为国际参照标准; 中三叠世牙形石的全球分带尚未形成完整体系, 中国的化石带可作为区域对比参考; 晚三叠世中国海相地层分布局限, 牙形石带尚不完整. 中国三叠纪菊石生物地层序列尚缺少系统性研究, 除藏南喜马拉雅地区外, 华南大部分地区菊石化石或保存不佳, 或分布局限. 中国三叠纪地层中双壳类化石非常丰富, 虽然这类化石的地层学价值不如前两类生物, 但其对于中国大多数海相三叠纪地层总体年代框架的确定起到了关键作用, 因为其在中国三叠系中是分布区域和层位最广泛的海相化石, 甚至是海陆过渡相和陆相地层中海泛夹层的关键年代标志化石. 中国陆相三叠纪生物地层序列基本完整, 但其地方性色彩比较显著. 早三叠世直到中三叠世早期植物化石比较贫乏, 建带化

石材料只来自于少数化石点; 中三叠世晚期后, 中国的植物化石出现明显的南、北分异(即南方*D-C*植物群和北方*D-B*植物群), 化石丰富, 但化石的时间分带性并不强, 因此其地层分辨率不高. 陆生脊椎动物化石在中国北方地层研究中地位突出, 并且具有国际可对比性, 但目前仅发现于早-中三叠世地层中. 其他河湖相的无脊椎动物化石包括介形虫、叶肢介、双壳类等, 其生物地层序列主要是依据一些有限化石点的材料建立的, 其区域可对比性还需要进一步完善. 唯二叠纪-三叠纪之交的叶肢介化石序列, 看来可以作为海陆相地层对比, 以及大区域甚至国际对比的重要手段.

中国三叠纪化学(环境)地层研究已经走在国际前列, 尤其华南二叠纪-三叠纪之交和早三叠世一些重要环境事件和过程研究成果(图5), 有些已经可以作为国际年代地层研究的关键参照标准. 且不谈二叠纪-三叠纪之交的生物-环境"事件群"的年代地层学价值(如图1), 早三叠世全岩碳酸盐岩碳同位素曲线已初步具有全球年代地层划分和对比的能力; 早三叠世-中三叠世早期牙形石氧同位素和锶同位素也可能同样具有年代地层划分和对比价值, 甚至可以作为陆相相关年代地层学研究的参照环境事件; 硫同位素的地层学价值还有待进一步研究论证. 有机碳同位素的研究也需要进一步深入, 因为总有机质碳同位素是各类不同生物类群的碳同位素综合, 而不同生物类群的碳同位素分馏系数差别很大, 它们所代表的生物-环境信息也很不相同, 因此必须区别对待. 但目前这方面的工作还需要进一步探索, 包括各类生物有机质的实验室分离和碳同位素检测, 各类生物有机质碳同位素的环境和年代地层学意义等. 此外, 中国三叠世磁性地层学研究工作目前也还很不完整, 尤其是需要在有良好的生物-环境-年代地层框架基础的剖面上开展磁极性地层的深入研究, 以建立具有年代地层学意义的磁性地层序列.

4.3 三叠纪年代地层框架及延伸研究

地层是忠实记录地质历史和过程的唯一实体, 因而任何涉及地质历史时间和空间事件及过程的研究都必须建立在对地层序列完整认识的基础上, 因此地层学是地学领域最基础而核心的学科之一. 建立年代地层框架也就是要为地质历史树立一个时间标尺, 以利于对地质历史过程进行研究. 而地层对比是将地质历史过程进行空间延伸比较的关键基础.

中国三叠系记录的地质历史事件和过程最为丰富和复杂, 包括中国南方和北方块体的对接导致沉积过程的重大转变、重大生物灭绝-复苏过程和相关重大环境演变等, 因此三叠纪是中国乃至世界地质史上罕有的时段, 建立这一时期中国地层的时空框架对于全面揭示这些重大地质事件和过程具有十分重要的作用. 当前中国三叠纪年代地层时空框架研究基础最好的是华南海相二叠纪-三叠纪之交及早三叠世直到中三叠世早期时段. 这既得益于对这一时段生物和环境事件和发展过程的充分重视和集中研究, 也缘于中国这一时期的地层记录完整而丰富. 因此这一区域和时段的年代地层框架应该具有示范性, 依托这一年代地层框架揭示的地质历史和相关生物-环境演变过程也具有科学前沿性. 然而, 当前这种年代地层时空框架仍很不完善, 尤其缺少专门针对性的系统性研究. 例如, 除二叠系-三叠系界线的GSSP确定了外, 另两个关键的时间节点尚未落实(即印度阶-奥伦尼克阶界线和奥伦尼克阶-安尼阶界线的GSSP); 各门类生物地层序列尚未正式序列化和规范化; 磁极性变化虽可总结一个大致的地层序列, 但并未形成一个标准化的时间序列; 各种化学地层参数的演变过程虽有一定的研究, 但尚未成为一个规范化的地层"标准"; 一些重要的生物-环境事件虽有所认识, 但其年代地层划分对比潜力还未得以确认, 等等. 总体来说, 要成为一个真正可靠的年代地层"示范标准", 还有大量专门化的地层学研究工作要做. 除了华南和下三叠统之外, 其他地区和层段的三叠纪地层学研究工作就更加需要加强了. 当前所提出的年代地层划分和对比框架还只是非常初步的, 尤其对中三叠世晚期及晚三叠世地层的精细研究十分缺乏. 在中国北方三叠纪陆相地层和中国西部构造复杂地区三叠纪造山带地层区的研究, 虽然近些年来有一些重要进展, 但要建立可靠的年代地层框架还需要大量探索性研究.

参考文献

曹长群, 王伟, 金玉玕. 2002. 浙江煤山二叠-三叠系界线附近碳同位素变化. 科学通报, 47: 302–306

陈楚震, 陈国雄, 陈金华, 孙东立, 王志浩. 2000. 海相三叠系. 见: 中国地层研究二十年(1979–1999). 合肥: 中国科学技术大学出版社. 241–258

陈锦石, 邵茂茸, 霍卫国, 姚御元. 1984. 浙江长江二叠系和三叠系界

限地层的碳同位素. 地质科学, (1): 88–93
程政武, 曲立范, 侯静鹏, 李佩贤. 1983. 陕西岐山产*Eumorphotis*的“石千峰组”地层问题. 地层学杂志, 7: 161–168
楚道亮, 童金南, 喻建新, 宋海军, 田力. 2013. 黔西地区卡以头组叶肢介动物群. 古生物学报, 52: 265–280
邓胜徽, 厉大亮. 1998. 宁夏六盘山盆地三叠系新知及其意义. 科学通报, 43: 425–431
丁梅华, 黄清华. 1990. 贵州紫云石头寨晚二叠世-中三叠世牙形石动物群及生态意义. 地球科学, 15: 291–298
郭刚, 童金南, 张世红, 张杰, 白凌燕. 2007. 安徽巢湖早三叠世印度期旋回地层研究. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 1571–1578
侯静鹏. 2004. 新疆准噶尔盆地南缘锅底坑组孢粉组合与二叠系-三叠系界线讨论. 见: 地层古生物论文集(28). 北京: 地质出版社. 177–198
胡作维, 黄思静, Qing H R, 王庆东, 王春梅, 郜晓勇. 2008. 四川东部华蓥山海相三叠系锶同位素组成演化及其与全球对比. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 157–166
黄思静, 黄喻, 兰叶芳, 黄可可. 2011. 四川盆地东北部晚二叠世-早三叠世白云岩与同期海水锶同位素组成的对比研究. 岩石学报, 27: 3831–3842
纪占胜, 姚建新, 杨欣德, 臧文栓, 武桂春. 2003. 西藏拉萨地区三叠系诺利阶牙形石分带及其国际对比. 古生物学报, 42: 382–392
姜尧发, 唐跃刚, 代世峰, 邹星, 钱汉东, 周国庆. 2006. 浙江煤山二叠系-三叠系界线附近黄铁矿及其硫同位素组成研究. 地质学报, 80: 1203–1207
李华梅, 王俊达. 1989. 浙江长兴煤山二叠-三叠系界线剖面磁性地层特征. 中国科学B辑, 6: 652–658
李亚, 姚建新, 王思恩, 庞其清. 2016. 鄂尔多斯盆地中-晚三叠世陆相地层与建阶. 地球学报, 37: 267–276
李永安, 金小赤, 孙东江, 程政武, 庞其清, 李佩贤. 2003. 新疆吉木萨尔大龙口非海相二叠系-三叠系界线层段古地磁特征. 地质论评, 49: 525–536
李永安, 李锦玲, 程政武, 孙东江, 刘俊, 郑洁. 2004. 新疆吐鲁番桃树园二叠-三叠系古地磁初步研究. 新疆地质, 22: 136–142
梁丹, 童金南, 赵来时. 2011. 安徽巢湖平顶山西坡剖面早三叠世Smithian-Spathian界线地层研究. 中国科学: 地球科学, 41: 149–157
刘俊, 李锦玲, 程政武. 2002. 新疆水龙兽新材料兼论陆相二叠-三叠系界线. 古脊椎动物学报, 40: 267–275
刘俊, Ramezani J, 李录, 尚庆华, 徐光辉, 汪衍, 杨嘉. 2018. 中三叠世脊椎动物生物地层的高精度时间校准: 铀-铅锆石法测定的中国肯氏兽动物群和永和鳄年代. 古脊椎动物学报, 56: 16–24
刘育燕, 朱艳明, 田五红. 1999. 浙江长兴煤山剖面磁性地层学新研究. 地球科学, 24: 151–154
马醒华, 邢历生, 徐树金, 张景鑫, 杨振宇. 1992. 鄂尔多斯盆地二叠-三叠系磁性地层特征的初步研究. 科学通报, 37: 252–255
欧阳舒. 1986. 云南富源晚二叠世-早三叠世孢子花粉组合. 北京: 科学出版社. 122
庞其清, 金小赤. 2004. 新疆吉木萨尔大龙口锅底坑组的介形虫及陆相二叠系-三叠系界线. 见: 地层古生物论文集(28). 北京: 地质出版社. 205–240
仇鑫程, 童金南, 田力, 楚道亮, 宋婷, 李东东. 2016. 贵州威宁金钟二叠系-三叠系界线剖面生物地层及其对比. 地球科学, 41: 1709–1722
曲立范. 1990. 湖南桑植中、晚三叠世孢粉组合特征及其地层意义. 见: 地层古生物论文集(23). 北京: 地质出版社. 81–92
曲立范, 杨基端, 白云洪, 张振来. 1983. 中国三叠纪孢粉组合特征及其分区的初步探讨. 中国地质科学院院报, 5: 81–94
全国地层委员会. 2002. 中国区域年代地层(地质年代)表说明书. 北京: 地质出版社. 72
饶荣标, 徐济凡, 陈永明, 邹定帮. 1987. 青藏高原的三叠系. 北京: 地质出版社. 239
尚玉珂. 1998. 中国晚三叠世孢粉植物群地理分区. 古生物学报, 37: 427–445
邵济安, 唐克东. 1995. 中国东北地体与东北亚大陆边缘演化. 北京: 地震出版社. 314
苏朴, 樊行昭, 史瑞萍. 2001. 山西交城水峪贯三叠系下统磁性地层学研究. 地球物理学报, 44: 219–227
孙革, 孟繁松, 钱丽君, 欧阳舒. 1995. 三叠纪植物群. 见: 李星学, 主编. 中国地质时期植物群. 广州: 广东科技出版社. 229–259
田传荣. 1982. 西藏聂拉木县土隆村三叠纪牙形刺. 见: 青藏高原地质文集(7). 北京: 地质出版社. 153–165
童金南. 1997. 黔中-黔南中三叠世环境地层学. 武汉: 中国地质大学出版社. 128
童金南. 2005. 三叠系. 见: 汪啸风, 陈孝红, 编. 中国各地质时代地层划分与对比. 北京: 地质出版社. 343–390
童金南, 黄云飞, 梁蕾. 2014. 早三叠世生物-环境-年代地层研究. 地学前缘, 21: 144–156
童金南, 熊鑫琪. 2006. 华南中生代初海洋生态系的演化. 见: 戎嘉余, 主编. 生物的起源、辐射与多样性演变——华夏化石记录的启示. 北京: 科学出版社. 567–582
童金南, 殷鸿福. 2015. 三叠纪年代地层与中国建阶. 地球科学, 40: 189–197
童金南, Zakharov Y D, 吴顺宝. 2004. 安徽巢湖地区早三叠世菊石序列. 古生物学报, 43: 192–204
童金南, 赵来时, 左景勋, Hansen H J, Zakharov Y D. 2005. 安徽巢湖地区下三叠统综合层序. 地球科学, 30: 40–46
王成源, 王志浩. 1976. 珠穆朗玛峰地区三叠纪牙形刺. 见: 珠穆朗玛峰地区科学考察报告1966–1968, 古生物第2分册. 北京: 科学出版社. 387–422
王红梅, 王兴理, 李荣西, 魏家庸. 2005. 贵州罗甸边阳镇关刀剖面三叠纪牙形石序列及阶的划分. 古生物学报, 44: 611–626

王义刚. 1983. 黔西南法郎组(Ladinian-E. Carnian)菊石. 古生物学报, 22: 153−162
王义刚. 1984. 论苏、浙一带三叠纪最早期的菊石群及二叠系-三叠系界限的定义. 古生物学报, 23: 257−270
王义刚, 何国雄. 1976. 珠穆朗玛峰地区三叠纪菊石. 见: 珠穆朗玛峰地区科学考察报告1966−1968, 古生物第3分册. 北京: 科学出版社. 223−502
王志浩. 1982. 贵州紫云早三叠世*Neospathodus timorensis*动物群的发现. 古生物学报, 21: 584−587
王志浩, 钟端. 1990. 滇东、黔西和桂北不同相区的三叠纪牙形刺生物地层. 地层学杂志, 14: 15−35
肖加飞, 李荣西, 王兴理, 魏家庸. 2009. 大贵州滩二叠系-三叠系界线附近锶同位素组成特征. 地质论评, 55: 647−652
杨守仁, 初庆春. 1992. 黔西南三叠系永宁镇组牙形石研究——兼论下、中三叠统界线. 北京大学学报(自然科学版), 28: 722−732
杨遵仪, 殷鸿福, 林和茂. 1979. 陕西渭北石千峰群的海相化石. 古生物学报, 18: 465−474
杨遵仪, 张舜新, 杨基端, 周惠琴, 曹洪升. 2000. 中国地层典, 三叠系. 北京: 地质出版社. 139
姚建新, 纪占胜, 王立亭, 王彦斌, 武桂春. 2004. 贵州南部地区中三叠统青岩阶底界附近牙形石生物地层学研究. 地质学报, 78: 577−587
阴家润. 2005. 西藏喜马拉雅瑞替阶和赫塘阶菊石组合及其生物年代学对比. 地质学报, 79: 577−586
殷鸿福, 林和茂. 1979. 陕西渭北地区三叠纪海相化石层并论石千峰群的时代. 地层学杂志, 3: 233−241
张抗. 1983. 鄂尔多斯盆地南缘三叠纪海相层及有关问题的讨论. 科学通报, 28: 41−43
张克信, 赖旭龙, 童金南, 江海水. 2009. 全球界线层型华南浙江长兴煤山剖面牙形石序列研究进展. 古生物学报, 43: 474−486
张文堂, 陈丕基, 沈炎彬. 1976. 中国的叶肢介化石. 北京: 科学出版社. 450
张彦伟, 姜宝玉, 牛亚卓. 2014. 南岭地区上三叠统-下侏罗统双壳类生物地层及三叠-侏罗系界线. 高校地质学报, 20: 570−581
张振来, 孟繁松. 1987. 长江三峡地区生物地层学, (4)三叠纪-侏罗纪分册. 北京: 地质出版社. 408
赵金科. 1959. 广西西部下三叠纪菊石. 中国古生物志, 新乙种. 北京: 科学出版社. 1−355
郑连弟, 姚建新, 仝亚博, 宋彪, 王立亭, 杨振宇. 2010. 贵州南部地区安尼阶底界锆石SHRIMP年龄结果. 地质学报, 84: 1112−1117
中国地质科学院地质研究所. 1980. 陕甘宁盆地中生代地层古生物(上册). 北京: 地质出版社. 212
周统顺, 李佩贤, 杨基端, 侯静鹏, 刘淑文, 程政武, 吴绍祖, 李永安. 1997. 中国非海相二叠-三叠系界线层型剖面研究. 新疆地质, 15: 211−226
周统顺, 周惠琴. 1985. 中国三叠纪陆相地层及植物群. 中国地质科学院院报, 5: 95−111
周志炎, 陈金华, 张璐瑾. 2000. 陆相三叠系. 见: 中国地层研究二十年(1979−1999). 合肥: 中国科学技术大学出版社. 259−282
周志炎, 厉宝贤. 1979. 海南岛琼海县九曲江早三叠世植物的初步研究. 古生物学报, 18: 444−462
邹光富, 庄忠海, 潘忠习, 朱同兴, 冯心涛. 2006. 西藏珠穆朗玛峰北坡地区三叠纪磁性地层研究. 中国地质, 33: 987−998
左景勋, 童金南, 邱海鸥, 赵来时. 2006. 下扬子地区早三叠世碳酸盐岩碳同位素组成的演化特征. 中国科学D辑: 地球科学, 36: 109−122
Bernasconi S M, Meier I, Wohlwend S, Brack P, Hochuli P A, Bläsi H, Wortmann U G, Ramseyer K. 2017. An evaporite-based high-resolution sulfur isotope record of Late Permian and Triassic seawater sulfate. Geochim Cosmochim Acta, 204: 331–349
Botha J, Smith R M H. 2007. *Lystrosaurus* species composition across the Permo-Triassic boundary in the Karoo Basin of South Africa. Lethaia, 40: 125–137
Brack P, Rieber H, Nicora A, Mundil R. 2005. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale. Episodes, 28: 233−244
Burgess S D, Bowring S, Shen S. 2014. High-precision timeline for Earth's most severe extinction. Proc Natl Acad Sci USA, 111: 3316–3321
Cao C Q, Wang W, Liu L J, Summons R E. 2008. Two episodes of ^{13}C-depletion in organic carbon in the latest Permian: Evidence from the terrestrial sequences in northern Xinjiang, China. Earth Planet Sci Lett, 270: 251–257
Chen J, Shen S Z, Li X H, Xu Y G, Joachimski M M, Bowring S A, Erwin D H, Yuan D X, Chen B, Zhang H, Wang Y, Cao C Q, Zheng Q F, Mu L. 2016. High-resolution SIMS oxygen isotope analysis on conodont apatite from South China and implications for the end-Permian mass extinction. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 448: 26–38
Chen Y L, Kolar-Jurkovšek T, Jurkovšek B, Aljinović D, Richoz S. 2016. Early Triassic conodonts and carbonate carbon isotope record of the Idrija-Žiri area, Slovenia. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 444: 84–100
Chu D L, Tong J N, Song H J, Benton M J, Song H Y, Yu J X, Qiu X C, Huang Y F, Tian L. 2015. Lilliput effect in freshwater ostracods during the Permian-Triassic extinction. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 435: 38–52
Chu D L, Yu J X, Tong J N, Benton M J, Song H J, Huang Y F, Song T, Tian L. 2016. Biostratigraphic correlation and mass extinction during the Permian-Triassic transition in terrestrial-marine siliciclastic settings of South China. Glob Planet Change, 146: 67–88

Galfetti T, Bucher H, Martini R, Hochuli P A, Weissert H, Crasquin-Soleau S, Brayard A, Goudemand N, Brühwiler T, Guodun K. 2008. Evolution of Early Triassic outer platform paleoenvironments in the Nanpanjiang Basin (South China) and their significance for the biotic recovery. Sediment Geol, 204: 36–60

Galfetti T, Bucher H, Ovtcharova M, Schaltegger U, Brayard A, Brühwiler T, Goudemand N, Weissert H, Hochuli P A, Cordey F, Guodun K. 2007. Timing of the Early Triassic carbon cycle perturbations inferred from new U-Pb ages and ammonoid biochronozones. Earth Planet Sci Lett, 258: 593–604

Glen J M G, Nomade S, Lyons J J, Metcalfe I, Mundil R, Renne P R. 2009. Magnetostratigraphic correlations of Permian-Triassic marine-to-terrestrial sections from China. J Asian Earth Sci, 36: 521–540

Golding M L, Orchard M J, Zonneveld J P, Henderson C M, Dunn L, Russell-Houston J. 2014. An exceptional record of the sedimentology and biostratigraphy of the Montney and Doig formations in British Columbia. Bull Canad Petrol Geol, 65: 157−176

Goudemand N, Orchard M J, Bucher H, Jenks J. 2012. The elusive origin of *Chiosella timorensis* (conodont Triassic). Geobios, 45: 199–207

Heller F, Lowrie W, Li H M, Wang J D. 1988. Magnetostratigraphy of the Permo-Triassic boundary section at Shangsi (Guangyuan, Sichuan Province, China). Earth Planet Sci Lett, 88: 348–356

Henderson C M, Golding M L, Orchard M J. 2018. Conodont sequence biostratigraphy of the Lower Triassic Montney Formation. Bull Canad Petrol Geol, 66: 1−16

Hounslow M W, Muttoni G. 2010. The geomagnetic polarity timescale for the Triassic: Linkage to stage boundary definitions. Geol Soc Lond Spec Publ, 334: 61–102

Huang K, Opdyke N D. 2000. Magnetostratigraphic investigations of the Middle Triassic Badong Formation in South China. Geophys J Int, 142: 74–82

Jiang H S, Lai X L, Sun Y D, Wignall P B, Liu J, Yan C B. 2014. Permian-Triassic conodonts from Dajiang (Guizhou, South China) and their implication for the age of microbialite deposition in the aftermath of the End-Permian mass extinction. J Earth Sci, 25: 413–430

Jiang H S, Lai X L, Yan C B, Aldridge R J, Wignall P B, Sun Y D. 2011. Revised conodont zonation and conodont evolution across the Permian-Triassic boundary at the Shangsi section, Guangyuan, Sichuan, South China. Glob Planet Change, 77: 103–115

Joachimski M M, Lai X L, Shen S Z, Jiang H S, Luo G M, Chen B, Chen J, Sun Y D. 2012. Climate warming in the latest Permian and the Permian-Triassic mass extinction. Geology, 40: 195–198

Korte C, Kozur H W. 2010. Carbon-isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary: A review. J Asian Earth Sci, 39: 215–235

Korte C, Kozur H W, Bruckschen P, Veizer J. 2003. Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater. Geochim Cosmochim Acta, 67: 47–62

Kozur H W, Weems R E. 2011. Detailed correlation and age of continental late Changhsingian and earliest Triassic beds: Implications for the role of the Siberian Trap in the Permian-Triassic biotic crisis. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 308: 22–40

Lehrmann D J, Ramezani J, Bowring S A, Martin M W, Montgomery P, Enos P, Payne J L, Orchard M J, Wang H M, Wei J R. 2006. Timing of recovery from the end-Permian extinction: Geochronologic and biostratigraphic constraints from south China. Geology, 34: 1053–1056

Lehrmann D J, Stepchinski L, Altiner D, Orchard M J, Montgomery P, Enos P, Ellwood B B, Bowring S A, Ramezani J, Wang H M, Wei J Y, Yu M Y, Griffiths J D, Minzoni M, Schaal E K, Li X, Meyer K M, Payne J L. 2015. An integrated biostratigraphy (conodonts and foraminifers) and chronostratigraphy (paleomagnetic reversals, magnetic susceptibility, elemental chemistry, carbon isotopes and geochronology) for the Permian-Upper Triassic strata of Guandao section, Nanpanjiang Basin, south China. J Asian Earth Sci, 108: 117–135

Li M S, Ogg J, Zhang Y, Huang C J, Hinnov L, Chen Z Q, Zou Z. 2016. Astronomical tuning of the end-Permian extinction and the Early Triassic Epoch of South China and Germany. Earth Planet Sci Lett, 441: 10–25

Li M S, Zhang Y, Huang C J, Ogg J, Hinnov L, Wang Y, Zou Z, Li L. 2017. Astronomical tuning and magnetostratigraphy of the Upper Triassic Xujiahe Formation of South China and Newark Supergroup of North America: Implications for the Late Triassic time scale. Earth Planet Sci Lett, 475: 207–223

Liu J, Abdala F. 2017. Therocephalian (Therapsida) and chroniosuchian (Reptiliomorpha) from the Permo-Triassic transitional Guodikeng Formation of the Dalongkou Section, Jimsar, Xinjiang, China. Vertebr PalAsiat, 55: 24−40

Liu S W. 1994. The nonmarine Permian-Triassic boundary and Triassic conchostracan fossils in China. Albertiana, 13: 12−24

Lucas S G. 1998. Global Triassic tetrapod biostratigraphy and biochronology. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 143: 347–384

Lucas S G. 2010. The Triassic timescale based on nonmarine tetrapod biostratigraphy and biochronology. Geol Soc Lond Spec Publ, 334: 447–500

Metcalfe I, Nicoll R S, Willink R, Ladjavadi M, Grice K. 2013. Early Triassic (Induan-Olenekian) conodont biostratigraphy, global anox-

ia, carbon isotope excursions and environmental perturbations: New data from Western Australian Gondwana. Gondwana Res, 23: 1136–1150

Meyer K M, Yu M Y, Jost A B, Kelley B M, Payne J. 2011. δ^{13}C evidence that high primary productivity delayed recovery from end-Permian mass extinction. Earth Planet Sci Lett, 302: 378–384

Meyer K M, Yu M Y, Lehrmann D, van de Schootbrugge B, Payne J L. 2013. Constraints on Early Triassic carbon cycle dynamics from paired organic and inorganic carbon isotope records. Earth Planet Sci Lett, 361: 429–435

Mietto P, Manfrin S, Preto N, Rigo M, Roghi G, Furin S, Gianolla P, Posenato P, Muttoni G, Nicora A, Buratti N, Cirilli S, Spoet C, Ramezani J, Bowring S A. 2012. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Carnian Stage (Late Triassic) at Prati di Stuores/Stuores Wiesen Section (Southern Alps, NE Italy). Episodes, 35: 414−430

Mundil R, Brack P, Meier M, Rieber H, Oberli F. 1996. High resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcaniclastics: Time-scale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation. Earth Planet Sci Lett, 141: 137–151

Nabbefeld B, Grice K, Schimmelmann A, Sauer P E, Böttcher M E, Twitchett R. 2010. Significance of $\delta D_{kerogen}$, $\delta^{13}C_{kerogen}$ and $\delta^{34}S_{pyrite}$ from several Permian/Triassic (P/Tr) sections. Earth Planet Sci Lett, 295: 21–29

Orchard M J, Krystyn L. 2007. Conodonts from the Induan-Olenekian boundary interval at Mud, Spiti. Albertiana, 35: 30−34

Ouyang S, Norris G. 1999. Earliest Triassic (Induan) spores and pollen from the Junggar Basin, Xinjiang, northwestern China. Rev Palaeobot Palynol, 106: 1–56

Ovtcharova M, Bucher H, Schaltegger U, Galfetti T, Brayard A, Guex J. 2006. New Early to Middle Triassic U-Pb ages from South China: Calibration with ammonoid biochronozones and implications for the timing of the Triassic biotic recovery. Earth Planet Sci Lett, 243: 463–475

Ovtcharova M, Goudemand N, Hammer Ø, Guodun K, Cordey F, Galfetti T, Schaltegger U, Bucher H. 2015. Developing a strategy for accurate definition of a geological boundary through radio-isotopic and biochronological dating: The Early-Middle Triassic boundary (South China). Earth-Sci Rev, 146: 65–76

Pang Q Q. 1993. The nonmarine Triassic and Ostracoda in northern China. In: Lucas S G, Morales M, eds. The Nonmarine Triassic. New Mexico Mus Nat Hist Sci Bull, 3: 383−392

Payne J L, Lehrmann D J, Wei J R, Orchard M J, Schrag D P, Knoll A H. 2004. Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction. Science, 305: 506–509

Payne J L, Lehrmann D J, Wei J R, Knoll A H. 2006. The pattern and timing of biotic recovery from the end-Permian extinction on the Great Bank of Guizhou, Guizhou Province, China. Palaios, 21: 63–85

Payne J L, Summers M, Rego B L, Altiner D, Wei J R, Yu M Y, Lehrmann D J. 2011. Early and Middle Triassic trends in diversity, evenness, and size of foraminifers on a carbonate platform in south China: Implications for tempo and mode of biotic recovery from the end-Permian mass extinction. Paleobiology, 37: 409–425

Peng Y Q, Tong J N, Shi G R, Hansen H J. 2001. The Permian-Triassic boundary stratigraphic set: Characteristics and correlation. Newsl Stratigr, 39: 55–71

Scholze F, Golubev V K, Niedźwiedzki G, Sennikov A G, Schneider J W, Silantiev V V. 2015. Early Triassic Conchostracans (Crustacea: Branchiopoda) from the terrestrial Permian-Triassic boundary sections in the Moscow syncline. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 429: 22–40

Scholze F, Schneider J W, Werneburg R. 2016. Conchostracans in continental deposits of the Zechstein-Buntsandstein transition in central Germany: Taxonomy and biostratigraphic implications for the position of the Permian-Triassic boundary within the Zechstein Group. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 449: 174–193

Shen S Z, Crowley J L, Wang Y, Bowring S A, Erwin D H, Sadler P M, Cao C Q, Rothman D H, Henderson C M, Ramezani J, Zhang H, Shen Y, Wang X D, Wang W, Mu L, Li W Z, Tang Y G, Liu X L, Liu L J, Zeng Y, Jiang Y F, Jin Y G. 2011. Calibrating the end-Permian mass extinction. Science, 334: 1367–1372

Smith R M H, Botha-Brink J. 2014. Anatomy of a mass extinction: Sedimentological and taphonomic evidence for drought-induced die-offs at the Permo-Triassic boundary in the main Karoo Basin, South Africa. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 396: 99–118

Smith R M H, Ward P D. 2001. Pattern of vertebrate extinctions across an event bed at the Permian-Triassic boundary in the Karoo Basin of South Africa. Geology, 29: 1147–1150

Song H J, Wignall P B, Chen Z Q, Tong J N, Bond D P G, Lai X L, Zhao X M, Jiang H S, Yan C B, Niu Z J, Chen J, Yang H, Wang Y B. 2011. Recovery tempo and pattern of marine ecosystems after the end-Permian mass extinction. Geology, 39: 739–742

Song H J, Wignall P B, Tong J N, Bond D P G, Song H Y, Lai X L, Zhang K X, Wang H M, Chen Y L. 2012. Geochemical evidence from bio-apatite for multiple oceanic anoxic events during Permian-Triassic transition and the link with end-Permian extinction and recovery. Earth Planet Sci Lett, 353-354: 12–21

Song H J, Wignall P B, Tong J N, Song H Y, Chen J, Chu D L, Tian L, Luo M, Zong K Q, Chen Y L, Lai X L, Zhang K X, Wang H M. 2015. Integrated Sr isotope variations and global environmental changes through the Late Permian to early Late Triassic. Earth

Planet Sci Lett, 424: 140–147

Song H Y, Tong J N, Algeo T J, Song H J, Qiu H O, Zhu Y Y, Tian L, Bates S, Lyons T W, Luo G M, Kump L R. 2014. Early Triassic seawater sulfate drawdown. Geochim Cosmochim Acta, 128: 95–113

Song H Y, Tong J N, AlgeoT J, Horacek M, Qiu H O, Song H J, Tian L, Chen Z Q. 2013. Large vertical δ^{13}C gradients in Early Triassic seas of the South China craton: Implications for oceanographic changes related to Siberian Traps volcanism. Glob Planet Change, 105: 7–20

Song T, Tong J N, Tian L, Chu D L, Huang Y F. 2018. Taxonomic and ecological variations of Permian-Triassic transitional bivalve communities from the littoral clastic facies in southwestern China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.02.027

Steiner M, Ogg J, Zhang Z, Sun S. 1989. The Late Permian/Early Triassic magnetic polarity time scale and plate motions of South China. J Geophys Res, 94: 7343–7363

Sun D Y, Tong J N, Xiong Y L, Tian L, Ying H F. 2012. Conodont biostratigraphy and evolution across Permian-Triassic boundary at Yangou Section, Leping, Jiangxi Province, South China. J Earth Sci, 23: 311–325

Sun Y D, Joachimski M M, Wignall P B, Yan C B, Yan C B, Chen Y L, Jiang H S, Wang L N, Lai X L. 2012. Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse. Science, 338: 366–370

Sun Y D, Wignall P B, Joachimski M M, Bond D P G, Grasby S E, Lai X L, Wang L N, Zhang Z T, Sun S. 2016. Climate warming, euxinia and carbon isotope perturbations during the Carnian (Triassic) Crisis in South China. Earth Planet Sci Lett, 444: 88–100

Sun Z M, Hounslow M W, Pei J, Zhao L S, Tong J N, Ogg J G. 2009. Magnetostratigraphy of the Lower Triassic beds from Chaohu (China) and its implications for the Induan-Olenekian stage boundary. Earth Planet Sci Lett, 279: 350–361

Sun Z Y, Jiang D Y, Ji C, Hao W C. 2016. Integrated biochronology for Triassic marine vertebrate faunas of Guizhou Province, South China. J Asian Earth Sci, 118: 101–110

Tong J N. 1998. The Middle Triassic environstratigraphy of central-south Guizhou, southwest China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 143: 293–305

Tong J N, HansenH J, Zhao L S, Zuo J X. 2005. High-resolution Induan-Olenekian boundary sequence in Chaohu, Anhui Province. Sci China Ser D-Earth Sci, 48: 291–297

Tong J N, Yin H F, Zhang J J, Zhao L S. 2001. Proposed new Lower Triassic stages in South China. Sci China Ser D-Earth Sci, 44: 961–967

Tong J N, Zakharov Y D, Orchard M J, Yin H F, Hansen H J. 2003. A candidate of the Induan-Olenekian boundary stratotype in the Tethyan region. Sci China Ser D-Earth Sci, 46: 1182–1200

Tong J N, Zuo J X, Chen Z Q. 2007. Early Triassic carbon isotope excursions from south China: Proxies for devastation and restoration of marine ecosystems following the end-Permian mass extinction. Geol J, 42: 371–389

Trotter J A, Williams I S, Nicora A, Mazza M, Rigo M. 2015. Long-term cycles of Triassic climate change: A new δ^{18}O record from conodont apatite. Earth Planet Sci Lett, 415: 165–174

von Alberti F. 1834. Beitrag zu einer Monographie des Buntensand-steins, Muschelkalks und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. Verlag der J. G, Cottaishen Buchhan-dlung, Stuttgart und Tuebingen

Wotzlaw J F, Brack P, Storck J C. 2018. High-resolution stratigraphy and zircon U-Pb geochronology of the Middle Triassic Buchenstein Formation (Dolomites, northern Italy): Precession-forcing of hemipelagic carbonate sedimentation and calibration of the Anisian-Ladinian boundary interval. J Geol Soc, 175: 71–85

Wu H C, Zhang S H, Feng Q L, Jiang G Q, Li H Y, Yang T. 2012. Milankovitch and sub-Milankovitch cycles of the early Triassic Daye Formation, South China and their geochronological and paleoclimatic implications. Gondwana Res, 22: 748–759

Xu D Y, Yan Z, Zhang Q W. 1986. Three main mass extinctions, significant indicators of major natural divisions of geological history in the Phanerozoic. Modern Geol, 10: 365–375

Yang Z Y, Yang F Q, Wu S B. 1996. The ammonoid Hypophiceras fauna near the Permian-Triassic boundary at Meishan section and in South China: Stratigraphic significance. In: Yin H F, ed. The Palaeozoic-Mesozoic Boundary Candidates of Global Stratotype Section and Point of the Permian-Triassic Boundary. Wuhan: China University of Geosciences Press. 49–56

Yin H F, Jiang H S, Xia W C, Zhang N, Shen J. 2014. The end-Permian regression in South China and its implication on mass extinction. Earth-Sci Rev, 137: 19–33

Yin H F, Yang F Q, Yu J X, Peng Y Q, Wang S Y, Zhang S X. 2007. An accurately delineated Permian-Triassic Boundary in continental successions. Sci China Ser D-Earth Sci, 50: 1281–1292

Yin H F, Zhang K X, Tong J N, Yang Z Y, Wu S B. 2001. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary. Episodes 24: 102–114

Yu J X, Broutin J, Chen Z Q, Shi X, Li H, Chu D L, Huang Q S. 2015. Vegetation changeover across the Permian-Triassic Boundary in Southwest China. Earth-Sci Rev, 149: 203–224

Yuan D X, Chen J, Zhang Y C, Zheng Q F, Shen S Z. 2015. Changhsingian conodont succession and the end-Permian mass extinction event at the Daijiagou section in Chongqing, Southwest China. J Asian Earth Sci, 105: 234–251

Yuan D X, Shen S Z, Henderson C M, Chen J, Zhang H, Feng H Z. 2014. Revised conodont-based integrated high-resolution timescale for the Changhsingian Stage and end-Permian extinction interval at the Meishan sections, South China. Lithos, 204: 220–245

Zhang H, Cao C Q, Liu X L, Mu L, Zheng Q F, Liu F, Xiang L, Liu L J, Shen S Z. 2016. The terrestrial end-Permian mass extinction in South China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 448: 108–124

Zhang Y, Li M S, Ogg J G, Montgomery P, Huang C J, Chen Z Q, Shi Z, Enos P, Lehrmann D J. 2015. Cycle-calibrated magnetostratigraphy of middle Carnian from South China: Implications for Late Triassic time scale and termination of the Yangtze Platform. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 436: 135–166

Zhang Y, Zhang K X, Shi G R, He W H, Yuan D, Yue M, Yang T L. 2014. Restudy of conodont biostratigraphy of the Permian-Triassic boundary section in Zhongzhai, southwestern Guizhou Province, South China. J Asian Earth Sci, 80: 75–83

Zhao L S, Orchard M J, Tong J N. 2004. Lower Triassic conodont biostratigraphy and speciation of *Neospathodus waageni* around the Induan-Olenekian boundary of Chaohu, Anhui Province, China. Albertiana, 29: 41−43

Zhao L S, Orchard M J, Tong J N, Sun Z M, Zuo J X, Zhang S X, Yu A L. 2007. Lower Triassic conodont sequence in Chaohu, Anhui Province, China and its global correlation. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 252: 24–38

Zhao L S, Tong J N, Sun Z M, Orchard M J. 2008. A detailed Lower Triassic conodont biostratigraphy and its implications for the GSSP candidate of the Induan-Olenekian boundary in Chaohu, Anhui Province. Prog Nat Sci, 18: 79–90

(责编编委: 沈树忠)